ZUR PETROGRAPHIE DER AZOREN

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE
VORGELEGT DER
PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER
UNIVERSITÄT ZÜRICH
VON

PAUL ESENWEIN
AUS ZÜRICH

BEGUTACHTET VON HERRN PROF. DR. P. NIGGLI

1928

DIETRICH REIMER (ERNST VOHSEN) A.-G. IN BERLIN

ZUR PETROGRAPHIE DER AZOREN

INAUGURAL-DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE
VORGELEGT DER
PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER
UNIVERSITÄT ZÜRICH
VON

PAUL ESENWEIN
AUS ZÜRICH

BEGUTACHTET VON HERRN PROF. DR. P. NIGGLI

1928

DIETRICH REIMER (ERNST VOHSEN) A.-G. IN BERLIN

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Druck von J. J. Augustin in Glückstadt und Hamburg

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 5
Einleitung 7
I. Die Gesteinskomponenten 9
A. Helle Gemengteile 9
1. Quarz 9
2. Feldspäte 9
3. Feldspatstellvertreter 13
B. Dunkle Gemengteile 13
1. Hornblenden 13
2. Biotit 16
3. Augite 17
4. Olivin 21
C. Akzessorien 26
II. Die Gesteinstypen 27
A. Trachytische Gesteine 27
1. Eigentliche (plagioklasarme) Trachyte 28
2. Plagioklas-Trachyte 36
B. Basaltische Gesteine 38
1. Plagioklas-Basalte 39
2. Olivin-Basalte 47
C. Übrige Gesteine 56
D. Zusammenfassende Charakteristik der azorischen Gesteinstypen 61
III. Chemismus und Mineralbestand 66
IV. Die Azoren als petrographische Provinz und ihre Stellung zu verwandten atlantischen Provinzen 95
Literaturverzeichnis 126

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507212_0057

VORWORT

Die Anregung zu vorliegender Arbeit erhielt ich von Herrn Prof. Dr. P. Niggli. Er übermittelte mir im Sommer 1924 das von Herrn Dr. I. Friedlaender auf den Azoren gesammelte Gesteinsmaterial. Unter seiner Aufsicht wurden die Untersuchungen an demselben in der Zeit vom Frühjahr 1925 bis im Herbst 1927 im mineralogisch-petrographischen Institut der E.T.H. in Zürich ausgeführt.

Ich freue mich, an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. Niggli für die stetige Anteilnahme, für seine wertvollen Ratschläge und Unterstützungen an dieser Arbeit meinen herzlichsten Dank aussprechen zu dürfen.

Herr Dr. I. Friedlaender stellte mir in liebenswürdiger Weise das von ihm gesammelte Gesteinsmaterial von den Azoren zur Verfügung, sowie die davon bereits angefertigten Dünnschliffe. Er ermöglichte mir weiterhin einen längeren Aufenthalt in seinem vulkanologischen Institut in Neapel, wo ich einen recht guten Einblick in seine Sammlungen von Gesteinen von den Azoren, den Cap Verden und Madeira gewinnen durfte. Endlich übernahm er in zuvorkommenster Weise den Druck dieser Arbeit in der Zeitschrift für Vulkanologie. Ich bin ihm für diese Unterstützungen zu größtem Dank verpflichtet.

Herr Prof. Dr. J. Jakob führte mich in die Methoden der Gesteins- und Mineralanalyse ein, bei Herrn Dr. L. Parker erlernte ich die mikroskopisch-petrographischen Untersuchungsmethoden. Beiden Herren möchte ich hier für ihre Mühe gleichfalls meinen besten Dank aussprechen. Meinem Kollegen, Herrn Dr. C. Burri verdanke ich die Zusammenstellung einiger Analysen von den Kanaren und von St. Helena.

EINLEITUNG

Unsere geologisch-petrographischen Kenntnisse über die Gesteinsverhältnisse der Azorischen Inselgruppe waren bis vor kurzem zur Hauptsache den Untersuchungen zu verdanken, die Reiss und Hartung um 1860 in diesem Gebiete anstellten. Hartungs Monographie „Die Azoren in ihrer äußeren Erscheinung und nach ihrer geognostischen Natur" ist die Zusammenstellung zahlreicher und äußerst sorgfältig verarbeiteter Beobachtungen. Obwohl viele Anschauungen darin recht veraltet anmuten, enthält Hartungs Werk eine Menge, auch heute noch sehr wertvoller Angaben. Besonders die vielen Handzeichnungen, Karten und Profile, die Hartung in einem besonderen Atlas zusammenstellt, die die geologischen und morphologischen Verhältnisse sehr gut beleuchten und unendliche Geduld und Anstrengung erfordert haben müssen, erweckten meine aufrichtigste Bewunderung.

Um 1880 übernahm Mügge die petrographische Bearbeitung des von Reiss und Hartung stammenden Materials der beiden Azoreninseln S. Miguel und Fayal. Seine daraus hervorgehende Arbeit „Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren" (N. Jahrb. f. Min. etc. 1883 p. 189) ist bis heute die einzige, einigermaßen umfassende Behandlung der Azorengesteine geblieben.

1888 publizierte Osann einige sehr interessante Ergebnisse über seine Untersuchungen an Sanidiniten von S. Miguel. (N. Jahrb. f. Min. etc. 1888 p. 117.)

Aus dem gleichen Jahre stammt eine Abhandlung von Pacheco do Canto e Castro: „Recherches micrographiques sur quelques roches de l'île de S. Miguel." (Lisbonne 1888.)

1896 veröffentlichte C. v. John einige Basaltanalysen mit kurzen Beschreibungen der betreffenden Gesteine von S. Miguel. (Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien XLVI p. 291, 1896.)

In den Berichten von der deutschen Südpolexpedition (1906 II, Heft 1) gibt Reinisch einige Analysen und Beschreibungen von Basalten und Trachyten der Insel S. Miguel.

Die Gesteine der sieben weiteren Azoreninseln, nämlich S. Maria, Terceira, Graciosa, Pico, S. Jorge, Corvo und Flores sind seit Hartungs Untersuchungen nahezu unbeachtet geblieben.

Es war nun das Verdienst von Dr. I. Friedlaender im Jahre 1924 auf einer längeren Forschungsreise sämtliche 9 Azoreninseln zu besuchen und hiervon eine reichhaltige Auswahl von Handstücken zu sammeln. Durch Vermittlung von Prof. Dr. P. Niggli übergab mir Dr. Friedlaender sein Material zur Bearbeitung.

Die mikroskopischen und chemisch-analytischen Untersuchungen dieser Gesteine wurden im mineralogisch-petrographischen Institut der Eidg. Techn. Hochschule in

Zürich ausgeführt. Dünnschliffe und Handstücke sind im Vulkanologischen Institut Dr. Friedlaenders in Neapel deponiert.

Nach Hartung und Mügges Angaben sind jüngere und ältere Laven auf den Azoren weder durch ihre geologische Lagerung noch durch ihre rein petrographische Beschaffenheit voneinander zu unterscheiden. Zahlreiche, in historischer Zeit ausgeflossene Laven lassen keine durchgreifenden Unterscheidungsmerkmale gegenüber den übrigen Gesteinsmassen erkennen.

Dr. Friedlaender war so freundlich, mir einige Anhaltspunkte betreffend des geologischen Auftretens der mir zur Bearbeitung überlassenen Handstücke und Dünnschliffe zu geben. Wie sich aber während der mikroskopischen und chemischen Untersuchung dieses Materials gezeigt hat, waren, übereinstimmend mit Hartung und Mügges Aussagen, keinerlei charakteristische Merkmale für jüngere oder ältere Gesteine zu erkennen. Auch die von Dr. Friedlaender als Ganggesteine bezeichneten Handstücke unterscheiden sich prinzipiell nicht von den normalen Ergußgesteinen.

Für die Klassifizierung des untersuchten Materials kamen also nur rein petrographische Gesichtspunkte wie Textur, Struktur, Mineralbestand und Chemismus in Frage.

I. DIE GESTEINSKOMPONENTEN.

Um die Behandlung der Azorengesteine nicht durch weitschweifige Mineralbeschreibungen unübersichtlich zu gestalten, sollen in diesem ersten Abschnitt die auftretenden Gesteinskomponenten aus ihrem Verband herausgegriffen und für sich besprochen werden.

A. HELLE GEMENGTEILE.

1. QUARZ.

Quarz ist in den Azorengesteinen ein ziemlich seltenes Mineral. Es konnte mit Sicherheit nur in den untersuchten Natron-Sanidiniten festgestellt werden. Diese Gesteine besitzen sämtliche holokristalline Struktur, es sind ihrem geologischen Auftreten nach Auswürflinge, also Gesteine, die keinen wesentlichen Anteil am Aufbau der Azoren haben. In den eigentlichen Trachyten aber konnte Quarz auch in der Grundmasse nie beobachtet werden. Möglicherweise wäre er aus den gelegentlich vorhandenen Glasresten bei langsamerer Abkühlung noch auskristallisiert. Die chemische Analyse mancher glasführender Trachyte läßt bisweilen auf einen normativen Quarzgehalt schließen.

In den grobkörnigen Gesteinen ist der Quarz stets letzte Phase der Kristallisation. Gut ausgebildete Quarzkriställchen sind bisweilen in den miarolithischen Hohlräumen dieser Gesteine zu beobachten. Noch häufiger aber tritt der Quarz als xenomorphe Zwickelfüllung der Na-Sanidine auf. Er ist im Gegensatz zu diesen stets vollkommen klar und fast ohne Einschlüsse. Undulöse Auslöschung oder anomale Zweiachsigkeit konnten nicht beobachtet werden.

2. FELDSPÄTE.

a) Alkalifeldspäte.

Von den Alkalifeldspäten, die in den Azorengesteinen auftreten, sind hauptsächlich zwei Varietäten zu unterscheiden. Es sind dies der perthitisch entmischte Natronsanidin der grobkörnigen Auswürflingsgesteine und der Einsprenglingssanidin der eigentlichen Trachyte.

Der Sanidin der Auswürflinge wurde schon von Hartung, Mügge und Osann aus den „Sanidiniten" vom Lagoa do Fogo auf S. Miguel beschrieben.

Der hohe Na_2O-Gehalt der Analyse dieses Gesteins (siehe Seite 29) erklärt die eigenartige, intensive Trübung, die allen diesen Feldspäten eigen ist. Es liegt eine außerordentlich feinlamellare perthitische Entmischung des ganzen Kristalls vor. Die ein-

zelnen Individuen sind vorwiegend unregelmäßig, oft lappig begrenzt. Gegen außen sind die Albitlamellen bisweilen etwas größer, sodaß hier ein fast fleckiges Aussehen zu beobachten ist. Eine äußerste, schmale Randzone besteht hie und da aus saurem Plagioklas (Albit bis Oligoklas). Sie ist nicht trüb und weist nicht selten feine Zwillingslamellierung auf.

Die Trübung der Sanidine wird noch erhöht durch zahlreiche, nur bei stärkster Vergrößerung zu erkennende, eingeschlossene Glasteilchen oder Gasbläschen, deren Häufung im gleichen Kristall sehr stark wechseln kann. Diese Einschlüsse scheinen nicht an Spaltrisse gebunden zu sein oder irgendwelche andere bestimmte Orientierung im Kristall zu besitzen.

Diese Trübung ist teilweise schon makroskopisch zu beobachten. In den Auswürflingen vom Lagoa do Fogo auf S. Miguel (Schliff 19) besitzen die Sanidinkristalle im Mittel eine Größe von 4 bis 5 mm, in einem andern Gestein von Calderão, Terceira (Schliff 179)[1] nur 2 bis 3 mm. Diesen Feldspäten fehlt zumeist das Vorhandensein der stark ausgeprägten Spaltrisse, wie es etwa für die K-Sanidine der Phonolithe charakteristisch ist. Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz ist auch makroskopisch oft deutlich zu erkennen.

Messungen auf dem Universaltisch ergaben für einen relativ klaren Kristall einen Achsenwinkel $2V/n\alpha = 60^0$, Zwillingsbildung nach (100). Ferner $a/n\alpha = 13^0$. Diese Messungen sind aber nicht allzu zuverlässig, da die Trübung ziemlich diffuses Licht verursacht und damit die Dunkelstellung unsicher macht.

Die Einsprenglingssanidine der eigentlichen Trachyte sind makroskopisch weißlich bis fast farblos. Sie besitzen meist recht gute Spaltbarkeit. Sie sind vorwiegend tafelig nach (010), oft aber auch fast isometrisch ausgebildet. Sehr oft zeigen sie das Bestreben, zu kleinen Knäueln zusammenzutreten. Im Gegensatz zu den Feldspäten der Auswürflinge lassen sich bei diesen Sanidinen keine perthitischen Entmischungen beobachten, sie sind vollkommen klar, von fast glasigem Aussehen. Einzelkristalle und Zwillinge nach dem Karlsbadergesetz treten etwa in gleicher Häufigkeit auf.

Das meist sehr einheitliche Auslöschen dieser Einsprenglingssanidine – (der Ausdruck Sanidin bezieht sich auf die tafelig-glasige Ausbildung, nicht auf die Optik) — gestattet recht zuverlässige Messungen auf dem Universaltisch. In etwa 12 verschiedenen Dünnschliffen wurden die Einsprenglingssanidine durchgemessen, und es zeigte sich, daß alle die gleichen, etwas von den normalen Verhältnissen abweichenden optischen Daten ergaben. Der Achsenwinkel der untersuchten Sanidine schwankt

---

[1] Die Schliffnummern beziehen sich auf die im vulkanologischen Institut Dr. Friedländers deponierte Sammlung von Dünnschliffen.

zwischen 39° und 42°. nα ist spitze Bisectrix, Achsenebene = (100), nγ = b (Orthoklasoptik), nα/a = 8°, nβ/c = 18°.

Diese Befunde decken sich nahezu mit den Ergebnissen von Untersuchungen am Mondstein aus dem Liparit von Sankyôri, Kakomen, Korea. Dieser Feldspat besitzt folgende gewichtsprozentuale Zusammensetzung:

Or = 61.9%	ferner wurden bestimmt:
Ab = 32.7%	nα = 1.524
An = 5.4%	nβ = 1.529
	nγ = 1.531

Er besitzt ebenfalls Orthoklasoptik. Seine Achsenebene ist (100), nγ = b und weiter übereinstimmend mit den Sanidinen der Azorentrachyte nα/a = 8°, 2V/nα = 38°.

Zum Vergleich:

normale Daten für Orthoklas (aus Niggli, Lehrb. d. Min. II, p. 553)

n = 1.5190	2V/nα = 69°43′
n = 1.5237	nα/a = 5°, nβ/c = 21°
n = 1.5260	

Dieser betrachtete Einsprenglingssanidin der Azorentrachyte ließ sich leider nicht genügend vom übrigen Gesteinsmaterial isolieren, um einer zuverlässigen chemischen Analyse unterworfen zu werden. Es ist aber aus den Gesteinsanalysen mit Sicherheit anzunehmen, daß er gleich dem Feldspat von Sankyôri einen beträchtlichen Albitgehalt besitzt. Gegenüber reinem Orthoklas ist damit ein Ansteigen der Lichtbrechung, ein Abnehmen des Achsenwinkels und des Winkels a/nα zu verzeichnen.

Der Grundmassefeldspat dieser Trachyte tritt stets in ausgesprochener Leistenform nach [010] auf. Die Größe dieser Sanidinleistchen wechselt sehr stark. Von mikroskopisch kaum mehr bestimmbaren Dimensionen bis zu Individuen, die nicht viel kleiner sind als die Einsprenglingssanidine, sind alle Übergänge zu beobachten. In den meisten Trachyten schwankt jedoch die Größe der Feldspatleistchen zwischen 0.01—0.1 mm, ihre Breite beträgt $^1/_3$—$^1/_5$ der Länge.

b) Kalknatronfeldspäte.

Die Kalknatronfeldspäte bilden den Hauptbestandteil vieler azorischer Basalte[1]. In den meisten Azorengesteinen ist der Plagioklas unter den Einsprenglingen vertreten, in den eigentlichen Trachyten und in den besonders femischen Basalten ist er nur in der Grundmasse vorhanden.

---

[1] Besonders reich daran sind die Basalte von Faja S. João auf S. Jorge.

In den eigentlichen Trachyten ist der Plagioklas ein nur untergeordnet auftretender Gemengteil. Er erscheint hier als eine der letzten Ausscheidungen des Magmas, d. h. entweder als äußerste Randzone der Alkalifeldspäte in den holokristallin-körnigen Gesteinen oder schmalleistenförmig in der Grundmasse der Trachyte. Hier unterscheidet er sich von den Alkalifeldspatleisten zumeist durch zierliche Zwillingslamellierung. Die maximalen symmetrischen Auslöschungsschiefen dieser Plagioklasleistchen sind stets klein, sie bewegen sich ungefähr zwischen — 10° und + 10°, entsprechend einem Chemismus des Albits oder Oligoklas.

In den Plagioklastrachyten ist jedoch der Kalknatronfeldspat schon unter den Einsprenglingen vorhanden. Diese Plagioklaseinsprenglinge sind deutlich zonar struiert. Ein großer, ziemlich homogener Kernteil besteht vorwiegend aus Andesin oder einem noch albitreicheren Plagioklas. Er ist umgeben von Schalen mit stets zunehmendem Albitgehalt, ja, eine äußerste Randzone besteht zuweilen aus monoklinem Alkalifeldspat. In der Grundmasse dieser Plagioklastrachyte ist Kalknatronfeldspat wiederum nur untergeordnet vorhanden.

In den basaltischen Azorengesteinen ist der Plagioklas mit wenigen Ausnahmen der einzige helle Gemengteil. Einige besonders dunkle Basalte lassen ihn nur in der Grundmasse erkennen, unter den von mir untersuchten Basalten befinden sich aber auch solche, die zu ungefähr 70% aus großen Plagioklaseinsprenglingen bestehen (siehe Seite 71). Mit dem Gehalt wechselt auch die Ausbildung der Einzelkristalle. Wo Plagioklas als fast einziger Einsprengling auftritt, ist er idiomorph mit breittafeligem oder auch mehr isometrischem Habitus. Die Zonarstruktur dieser Einsprenglinge läßt in vielen Dünnschliffen erkennen, daß mit zunehmendem Albitgehalt, d. h. von innen nach außen ein deutlicher Habituswechsel verbunden ist. Die fast isometrische Ausbildung des Anorthit-reichen Einsprenglingskerns geht nach außen zu in ausgesprochen nach (010) tafeligen Habitus über. Mit andern Worten, es werden mit zunehmendem Albitgehalt die Flächen (hkl) zugunsten von (100) und (010) verdrängt.

In vereinzelten Plagioklasbasalten (wie z. B. von Bandeiras, Pico, Schliff 95) wurden aber auch nach [010] ausgesprochen leistenförmige Plagioklaseinsprenglinge angetroffen. Mit dieser Leistenform war stets eine eigenartige divergentstrahlige Durchwachsung der einzelnen Plagioklase verbunden, die sich makroskopisch in bis 1 cm Durchmesser betragenden, sternförmigen Plagioklasnestern erkennen läßt. Jede einzelne Plagioklasleiste zerfällt in polarisiertem Licht in eine große Zahl schmaler Zwillingslamellen, die die ganze Längsrichtung der Leiste durchlaufen. Die genauere Bestimmung ergab, daß diese leistenförmigen Plagioklase vorwiegend aus Labrador (ca. 60% An.) bestehen, während die schlecht begrenzten Enden der Leisten einem Andesin (ca. 40% An,) entsprechen.

Viel verbreiteter als diese spezielle Ausbildung sind Plagioklaseinsprenglinge mit breittafeligem oder isometrischem Habitus. Makroskopisch sind dies weißlich bis farblose Kristalle, die leicht zerbröckeln und matten Glanz besitzen. Unter dem Mikroskop lassen sie teilweise zahlreiche Einschlüsse von kleinen Magnetit-, seltener Olivinkörnern erkennen. Alle diese Plagioklaseinsprenglinge bestehen aus polysynthetischen Zwillingsbildungen. Untersuchungen auf dem Universaltisch ließen erkennen, daß fast nur Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz auftreten, andere Zwillingsgesetze nur ganz vereinzelt vorkommen. Die meisten Einsprenglinge bestehen aus einem chemisch nahezu homogenen Kernteil; die Zonarstruktur setzt gewöhnlich erst in den Randpartien ein, und führt dann in schmalen Zonenschalen zu einem Plagioklas über, dessen Chemismus von dem des Einsprenglingskerns recht beträchtlich abweicht.

Die meisten Bestimmungen ergaben für die Kernpartien einen Bytownit mit 70—80% An., weniger häufig war Labrador mit 60—65% An., nur ganz selten waren Einsprenglinge mit ca. 90% An. Die äußersten Zonen der Plagioklase sind durchwegs bedeutend Albit-reicher, die meisten der genauer bestimmten Randzonen ergaben einen Chemismus der sich zwischen Andesin 35% An. und Labrador 45% An. bewegte. Umgekehrte Zonenfolge, d. h. zonarstruierte Plagioklase mit von innen nach außen stets zunehmendem Anorthitgehalt konnten in keinem der vorliegenden Schliffe beobachtet werden.

3. FELDSPATSTELLVERTRETER.

Feldspatstellvertreter scheinen in den Azorengesteinen gänzlich zu fehlen. Mügge weist schon in seiner Beschreibung der Gesteine von S. Miguel und Fayal auf die Abweisenheit dieser Mineralien hin; auch mir gelang es trotz eifrigem Suchen nicht, irgend ein Mineral der Nephelin-, Leucit- oder Sodalithgruppe in den mir zur Verfügung stehenden Gesteinen ausfindig zu machen.

B. DUNKLE GEMENGTEILE.

1. HORNBLENDEN.

In den von mir untersuchten Gesteinen ist Hornblende stark vertreten in den trachytischen und den mit ihnen verwandten Gesteinen, in den normalen Basalten dagegen war dies Mineral nicht zu beobachten.

a) Alkalihornblenden.

In den grobkörnigen Na-Sanidiniten vom Lagoa do Fogo auf S. Miguel tritt eine makroskopisch ganz schwarze Hornblende auf, die von Osann beschrieben und analysiert wurde. Ihre Dichte wird angegeben zu 3.43, der Spaltwinkel zu $55^0 33'$. Osann

bestimmte an ihr die Formen (110), (010), ($\bar{1}$01), (011), ($\bar{1}$21). c/nγ = ca 34°. Sie ist nur sehr schwach doppelbrechend und zeigt folgende Absorptionsfarben:

nα = braun nβ = fast schwarz nγ = dunkelgrünbraun.

Meine Handstücke erwiesen sich leider als zu feinkörnig, um eine zuverlässige Isolierung dieses Minerals vornehmen zu können. Die optischen Befunde stimmen mit den von Osann gegebenen Daten ziemlich überein. Die Analysenwerte von Osann sind folgende:

SiO_2	= 45.53
TiO_2	= 2.96
Al_2O_3	= 4.10
Fe_2O_3	= 9.35
FeO	= 23.72
MgO	= 2.46
CaO	= 4.89
Na_2O	= 6.07
K_2O	= 0.88
	99.96

Aus diesen Werten ergibt sich für diese Hornblende ungefähr die Konstitution:

23% $[SiO_4 \cdot SiO_2]Fe^{III} \cdot Na$
16% $[SiO_4 \cdot SiO_2]Al^{III} \cdot Na$
23% $[SiO_4 \cdot SiO_2]\,(Fe^{II}, Mg) \cdot Ca$
38% $[SiO_4 \cdot SiO_2]\,(Fe^{II}, Mg)$

In dem von mir untersuchten Sanidinit vom Lagoa do Fogo (Schliff 19) zeigte eine derartige Hornblende ganz besonders starken Pleochroismus, nämlich:

$\parallel$ c = grünschwarz bis vollkommen opak
$\perp$ c = schmutzig hellbraungrün.

Das Mineral besitzt anscheinend nicht einheitlichen Chemismus, mittlere hellere Partien zeigen eine Auslöschungsschiefe c/nγ = 16—20°, die äußeren Zonen hellen fast gar nicht auf. Die Doppelbrechung ist sehr niedrig, sie kommt auch durch die intensive Eigenfarbe nur wenig zur Geltung. Eine andere Hornblende aus einem Sanidinit von Ribeira da Praia, S. Miguel (Schliff 48) zeigte folgenden Pleochroismus:

$\parallel$ c = grünschwarz,
$\perp$ c = hellbraungrün bis blaugrün,

eine andere aus einem Sanidinit von Caldeõa, Terceira

nα = hellgelbgrün
nβ = violettbraun
nγ = schmutzig hellgrün

Absorption:
nβ >> nγ > nα

Messungen auf dem Universaltisch ergaben für diese Hornblende:

2V/nα = 56° c/nγ = 12° nγ—nα = 0.018.

Diese Eigenschaften stimmen nach meinen Befunden mit keiner bekannten Hornblendevarietät genau überein, am nächsten kommen sie wohl den von Brögger für Kataphorit gegebenen Daten. Brögger gibt für einen Kataphorit aus einem tinguaitischen Ganggestein von Grusletten, Kristianiagebiet, folgende Beschreibung:

$n\alpha$ = rötlichgelb	
$n\beta$ = braunrot	Absorption: $n\beta > n\gamma > n\alpha$,
$n\gamma$ = hellgrünlichgelb	Auslöschung: $c/n\gamma = 41^0$

Außer in den erwähnten grobkörnigen Na-Sanidiniten ist diese Hornblende sehr häufig in den Trachyten und in den Plagioklastrachyten zu beobachten. Hier gehört sie aber zu den letzten Ausscheidungen des Magmas, es sind keine Kristallformen an ihr zu erkennen, sie erscheint hier in winzigen Lappen und Fetzen als Zwickelfüllung der Feldspatleistchen mit spitzig-zackigen Umrissen. Nur der starke Pleochroismus, hellgrün-violettbraun oder hellgrün-graublaugrün, verbunden mit der schwachen Doppelbrechung und der relativ geringen Auslöschungsschiefe: $c/n\gamma = 12—25^0$ lassen die Ähnlichkeit mit den oben beschriebenen Amphibolen erkennen.

b) Basaltische Hornblende.

Dieses Mineral ist recht häufig in den mir vorliegenden Plagioklastrachyten anzutreffen. Es handelt sich dabei zumeist um große Einsprenglinge, die durch magmatische Resorption weitgehend zersetzt sind.

Die Hornblendeeinsprenglinge sind stets randlich in einen dichten Magnetitsaum aufgelöst oder vollständig in ein dichtes Aggregat von Augit (?) und Erzkörnchen umgewandelt, jede Kristallform fehlt ihnen. Ein noch ziemlich gut erhaltener Hornblendeeinsprengling aus einem Plagioklastrachyt von Nordeste, S. Miguel (Schliff 41) läßt vollkommene prismatische Spaltbarkeit erkennen, seine Auslöschung $c/n\gamma$ beträgt $8—9^0$, sein Achsenwinkel $2V/n\alpha = 72^0$.

In einem grobkörnigen essexitischen Gestein von Quebrada da Mudo auf Flores (Schliff 134) ist basaltische Hornblende ausnahmsweise eine der wichtigsten Gesteinskomponenten. Sie tritt hier in großen, teilweise idiomorphen Kristallen auf und ist poikilitisch von Biotit durchwachsen. Für diese Hornblende sind folgende optische Eigenschaften anzugeben:

Pleochroismus:	Absorption:
$n\alpha$ = hellgelbgrün	$n\gamma > n\beta > n\alpha$
$n\beta$ = braungrün	Auslöschschiefe: $c/n\gamma = 12\frac{1}{2}^0$
$n\gamma$ = dunkelbraungrün	Achsenwinkel: $2V/n\alpha = 56^0$

In einem basaltischen Hornblende-Plagioklas-Einschluß vom Steinbruch S. Matheo auf Graciosa (Schliff 152) ist basaltische Hornblende ebenfalls sehr reichlich vertreten. Sie zeigt hier idiomorphe, langsäulige Ausbildung und gute Spaltbarkeit in einem Winkel von 122°. Ihre opt. Eigenschaften sind:

Pleochroismus:	Absorption:
$n\alpha$ = hellgelbgrün	$n\gamma = n\beta \rangle\rangle n\alpha$
$n\beta$ = braungrün	Auslöschschiefe: $c/n\gamma = 4^0$
$n\gamma$ = braun	Achsenwinkel: $2V/n\alpha = 62^0$
	Doppelbrechung: $n\gamma - n\alpha = 0.025$

In den Auszügen aus der Zeitschr. f. Krist. Bd. 56 sind in einer Zusammenstellung (p. 543) optische Daten für Hornblenden angegeben, von denen einige recht gut den obigen Verhältnissen entsprechen. So z. B. „Hornblende aus Hornblendit", Ural:

$n\alpha$ = blaß gelbbraun	Auslöschschiefe: $c/n\gamma = 15^0$
$n\beta$ = bräunlich	Achsenwinkel: $2V/n\alpha = 66^0 48'$
$n\gamma$ = sehr dunke bräunlichgrün	Doppelbrechung: $n\gamma - n\alpha = 0.023$

2. BIOTIT.

Biotit fehlt in den gewöhnlichen azorischen Basalten, in den trachytischen Ergußgesteinen ist er dagegen nicht selten anzutreffen. Aber auch hier tritt er meist nur in so kleinen Mengen auf, sodaß dies Mineral eigentlich für alle untersuchten Ergußgesteine nur als Nebengemengteil zu betrachten ist.

Am häufigsten erscheint Biotit in den Plagioklastrachyten, also fast stets in Begleitung mit basaltischer Hornblende. Im Dünnschliff erscheint er in schmalen, meist rechteckigen Leistchen, d. h. in Schnitten parallel der c-Achse. Schnitte senkrecht c sind nur selten sechsseitig begrenzt, sondern zeigen stets lappige Umrisse, sehr oft ist der ganze Rand in ein dichtes, vollkommen opakes Magnetitaggregat umgewandelt.

Die Größe der Biotitindividuen schwankt. In einigen Handstücken von Plagioklastrachyt ist Biotit makroskopisch zu erkennen als kleine dunkle Blättchen oder Leistchen, in den meisten ist er jedoch erst mikroskopisch zu beobachten.

Dieser Biotit besitzt stets kräftigen Pleochroismus:

c = hellgelbgrün bis fast farblos
c = dunkelrotbraun bis schwarz.

Sein Achsenwinkel ist stets sehr klein, praktisch = 0°, bei Drehung um die optische Achse tritt nur ganz schwache Aufhellung ein.

Das einzige der untersuchten Handstücke, das Biotit in größerer Menge enthält, ist der schon erwähnte Biotit-Hornblende-Essexit von Quebrada da Mudo, Flores. Auch hier fehlen ihm gute Kristallformen, er ist völlig mit der basaltischen Hornblende durchwachsen. Auch dieser Biotit ist praktisch einachsig und zeigt kräftigen Pleochroismus von hellgelb, nahezu farblos bis dunkelrotbraun.

Im Plagioklastrachyt von Vila Franca, S. Miguel (Schliff 57) zeigen einzelne Biotiteinsprenglinge in Schnitten schief zur c-Achse schön ausgebildete Sagenitgewebe. Es sind zahlreiche Rutilnädelchen, die sich scharenweise im Winkel von ca. 60° durchkreuzen.

3. AUGIT.

Augit ist weitaus der wichtigste dunkle Gemengteil der untersuchten azorischen Gesteine. Es sind hauptsächlich 3 verschiedene Varietäten zu unterscheiden: Aegirin und Aegirinaugit, schwach grüner bis farbloser Diopsid in den trachytischen Gesteinen; gewöhnlicher (basaltischer) Augit und Titanaugit in den Basalten.

a) Aegirin und Aegirinaugit.

Diese Pyroxene treten nur in den Kieselsäure-reichsten Gesteinen auf. Ein Sanidinit von Calderão auf Terceira (Schliff 179) enthält ziemlich reichlich Aegirinaugit. Er besitzt hier die charakteristische langstengelig-schilfartige Ausbildung mit scharf zugespitzten Enden. Häufig treten die Einzelkristalle zu divergentstrahligen Bündeln zusammen. Die Einzelkristalle erreichen eine Länge bis zu 2 mm. Sie sind nur wenig pleochroitisch: c gelblichgrün; c grasgrün.

Weitere Bestimmungen ergaben einen Achsenwinkel $2V/n\alpha = 64^0$

Auslöschungsschiefe: $c/n\alpha = 7 - 8^0$ Doppelbrechung: $n\gamma - n\alpha = 0.041$.

Zum Vergleich:

Aegirin von Montana: (aus Niggli, Lehrb. d. Min. II., p. 269)

$2V/n\alpha = 69^0$ $c/n\alpha = 14^0$ $n\gamma - n\alpha = 0.037$

Aegirinaugit von Montana:

$2V/n\alpha = 65^0$ $c/n\alpha = 24^0$ $n\gamma - n\alpha = 0.027$

Der Sanidinit vom Lagoa do Fogo, S. Miguel zeigt bisweilen Aegirinaugit als randliche Verwachsung der Katophorit-Hornblende; gesetzmäßige Verwachsung konnte indessen nicht sicher festgestellt werden. In den trachytischen Ergußgesteinen war Aegirinaugit nur untergeordnet zu beobachten. In einigen sehr Plagioklas-armen Trachyten ist er in der Grundmasse zu erkennen. Er zeigt hier wie die übrigen dunklen Gemengteile der Grundmasse keinerlei Kristallformen. Von der oft ähnlich grün gefärbten Alkalihorn-

blende unterscheidet ihn stets der schwächere Pleochroismus und die bedeutend höhere Doppelbrechung.

In den untersuchten Plagioklastrachyten konnte Aegirinaugit nicht beobachtet werden.

b) Diopsidischer Augit.

Dieser Pyroxen ist für viele Trachyte, besonders solche von der Insel Terceira ein charakteristischer dunkler Gemengteil. Er ist besonders häufig in glasreichen Trachyten anzutreffen[1], wo er neben einigen spärlichen Individuen von Alkalifeldspat als einziger Einsprengling auftritt. Er erreicht dann eine Größe bis zu 0.5 mm, und läßt gute Kristallformen erkennen. Sein Habitus ist vorwiegend kurzsäulig bis schwach tafelig nach (100). Bisweilen ist er schwach pleochroitisch:

$n\alpha$ = gelblichgrün $n\beta$ = grasgrün $n\gamma$ = grasgrün

oft aber auch nahezu farblos mit schwachem Stich ins Grünliche.

Möglicherweise verursacht ein kleiner Gehalt an Aegirinmolekül diesen Pleochroismus, er ist nämlich nur zu beobachten in Gesteinen, die keinen Aegirin führen; wo dieses Mineral selbständig auftritt, erscheint der Diopsid farblos. Unabhängig von der Farbe besitzen diese Diopsid-Augite sehr ähnliche Auslöschungsschiefen: $c/n\gamma = 35 - 40^0$.

An einem ganz farblosen Individuum aus dem Sanidinit von Calderão auf Terceira wurde bestimmt:

Auslöschschiefe: $c/n\gamma = 40^0$

Achsenwinkel: $2V/n\gamma = 65^0$ Doppelbrechung: $n\gamma - n\alpha = 0.026$

zum Vergleich:

weißer Diopsid von Nordmarken: (aus Niggli, Lehrb. d. Min. II, 1926, p. 257)

$c/n\gamma = 39^0$ $2V\ n\gamma = 59^0$ $n\gamma - n\alpha = 0.029$.

Alle diese untersuchten Diopside zeigten im Gegensatz zu den Aegirinaugiten ausgezeichnete Spaltbarkeit nach ⟨110⟩. Zwillinge nach (100) wurden des öfteren gesichtet.

c) Gewöhnlicher (basaltischer) Augit und Titanaugit.

In den sauren Trachyten und zugehörigen grobkörnigen Sanidiniten der Azorengesteine fehlt diese Augitvarietät. In den eigentlichen Basalten aber wird sie zur Hauptgesteinskomponente.

Schon makroskopisch sticht das schwarze gedrungene Mineral durch seine Größe gegenüber den anderen Gesteinskomponenten in die Augen. Gute Kristallformen sind dagegen nicht oft an ihm zu erkennen; diese Augite zeigen vorzügliches Spaltvermögen

[1] So z. B. in den Handstücken von Agualva, Caldeira E (Schliff 171 und 175), von N. Misterio (Schliff 176) und anderen von Terceira.

nach ⟨110⟩ mit schillerndem Glasglanz auf den Spaltflächen. Ein Olivindolerit von Faial d'Agua auf S. Miguel (Schliff 27) enthält bis 12 mm große Augiteinsprenglinge, die sich ziemlich gut vom übrigen Gestein isolieren und genauer untersuchen ließen. Eine direkte Bestimmung der Brechungsindices auf dem Totalrefractometer gelang nicht, die Immersionsmethode ergab: $n\alpha = 1.704$ $n\gamma - n\alpha = 0.025$

$n\gamma = 1.729$

Auf dem Universaltisch ließen sich ferner bestimmen:
Auslöschschiefe: $c/n\gamma = 45^0$ Achsenwinkel: $2V/n\gamma = 54^0$ Dispersion: $\rho > v$

Dieser Augit erwies sich unter dem Mikroskop als ziemlich frei von Einschlüssen, er eignete sich somit gut zur chemischen Analyse.

Basaltischer Augit aus Olivindolerit von Faial d'Agua, S. Miguel. (Schliff 27).

$s = 3.228$ Analytiker: P. Esenwein.

	Gew. %	Molekular %
SiO_2	49.90	47.50
TiO_2	2.06	1.49
Al_2O_3	5.35	2.96
Fe_2O_3	1.07	0.34
FeO	4.88	3.86
MnO	0.04	0.02
MgO	15.51	22.16
CaO	20.20	20.62
Na_2O	0.78	0.68
K_2O	0.28	0.17
$H_2O -$	0.08	
$H_2O +$	0.00	
	100.16	100.00

Bei der Umrechnung zu Konstitutionsmolekülen obiger Werte wurde TiO_2 zu SiO_2 geschlagen, der kleine Betrag an K_2O als Na_2O berechnet.

$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ $Na \cdot Fe^{IV}$ (Aegirinmol.)	2.04
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ $Na \cdot Al$ (Jadeitmol.)	3.06
$[SiO_4 \cdot AlO_2]$ $Mg \cdot Al$ (Tschermaks Mol.)	7.35
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ $(Mg, Fe) \cdot Ca$ (Diopsidmol.)	82.48
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ $(Mg, Fe)_2$ (Hypersthenmol.).....	6 14
	101.07
SiO_2 zugerechnet	1.07
	100.00

Tab. 1. Basaltische Augite.

	Faial d'Agua S. Miguel Azoren	Mte, Rossi[1] Aetna	Il Liscione[1] Stromboli	Haleakala[1] Hawaii
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ Na $\cdot Fe^{III}$	2.04	3.12	4.20	3.90
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ Na $\cdot$ Al	3.06	1.02	—	—
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ Al (Mg, Fe)	7.35	5.85	5.97	13.62
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ Ca (Mg, Fe)	82.48	85.28	80.52	75.52
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ $(Mg, Fe)_2$	6.14	4.54	8.26	—
$[SiO_4 \cdot SiO_2]$ Ca_2	—	—	—	7.16
SiO_2	—1.07	—0.29	—1.05	—0.22
$n\alpha$	1.704	1.704	1.693	1.700
$n\beta$		1.711	1.699	1.706
$n\gamma$	1.729	1.732	1.719	1.724
$n\gamma - n\alpha$	0.025	0.028	0.026	0.024
$2V/n\gamma$	54^0		58^0	60^0
$c/n\gamma$	45^0	48^0	$43\frac{1}{2}^0$	48^0
spez. Gew.	3.228	3.373	3.243	3.358

Es resultiert also trotz des zugerechneten TiO_2 ein kleines Manko an Kieselsäure, das wohl die Annahme von 4-wertigem Titan in diesen Mineralien bestätigen mag. Der untersuchte Augit setzt sich nach obiger Umrechnung zusammen aus: über 80% reinem Diopsid, der Rest verteilt sich etwa gleichmäßig auf:

Aegirin- u. Jadeitmol.	Tschermaks Mol.	Hypersthenmol.
ca. 5%	7%	6%

Diese Verhältnisse stimmen recht gut überein mit denen des von H. S. Washington analysierten basaltischen Augits vom Aetna. Dieser ergibt in dieser Berechnungsweise: ca. 85% Diopsid

Aegirin- u. Jadeitmol.	Tschermaks Mol.	Hypersthenmol
ca. 4%	6%	$4\frac{1}{2}$%

[1] H. S. Washington and H. E. Merwin, Am. Journ. of Sc. III. 1922.
H. S. Washington and H. E. Merwin, Am. Journ. of Sc. I. 1921.
H. S. Washington and H. E. Merwin, Am. Mineralogist Vol. 7/7, 1922.

In Tab. 1 sind die molekularen Verhältnisse und die optischen Konstanten einiger basaltischer Augite mit denen des azorischen Augits verglichen. Es ist daraus zu ersehen, daß sowohl die chemischen wie auch die optischen Daten einander ähnlich sind. Auf Grund vermehrter derartiger Spezialuntersuchungen dürfte es wohl gelingen, in diesem Sinne einmal den speziellen Typus des so weit verbreiteten basaltischen Augits festzulegen.

Unter dem Mikroskop erscheint dieser Augit nahezu farblos mit schwach grau-brauner Tönung; irgendwelcher Pleochroismus konnte nicht festgestellt werden. Nur in 2 der untersuchten Gesteine von Pico-Pico (Schl. 89 u. 91) waren Augite mit deutlich violettroter Farbe zu beobachten, die auf besonders hohen Titan-Gehalt schließen läßt. Etwas häufiger waren schmale violettgetönte Randzonen um sonst farblosen Augit zu verzeichnen.

Der Einsprenglingsaugit ist idiomorph, aber auch in der Grundmasse, besonders bei Glasgehalt, ist die Ausbildung der Augitmikrolithen bisweilen recht deutlich zu erkennen.

Zwillinge und Viellinge nach (100) sind unter den Einsprenglingen sehr verbreitet. In der Grundmasse sind dagegen sehr oft kreuzförmige oder büschelförmige Verwachsungen und Zwillingsbildungen (?) zu beobachten, besonders bei Anwesenheit von Glasbasis. Die Einzelindividuen dieser Verwachsungen sind dann gewöhnlich eher leistenförmig ausgebildet.

Die Achsendispersion dieser Augite ist stets recht kräftig, nicht orientierte Schliffe zeigen unvollkommenes, fleckiges Auslöschen. Sanduhrstrukturen sind sehr häufig, sogar in den Augitkriställchen der Grundmasse noch zu erkennen. Die Auslöschungsschiefe $c/n\gamma$ im Innern der Einsprenglinge schwankt für die verschiedenen untersuchten Gesteine zwischen 42^0 und 46^0 auf (010). Die zuletzt ausgeschiedenen Randkeile in der Längsrichtung löschen stets unter größerem Winkel aus, die Differenz beträgt gewöhnlich ca. $5—7^0$. Die deutlich violettgetönten Augite haben etwas größere Auslöschschiefen, nämlich $50—55^0$.

An ca. 15 Augiten aus verschiedenen Handstücken wurden die Achsenwinkel gemessen. Es ergaben sich dafür Werte, die alle zwischen 54^0 und 60^0 fielen.

4. OLIVIN.

Olivin ist in allen untersuchten Basalten vorhanden und gehört zu den interessantesten Mineralien der Azorengesteine.

Er ist schon makroskopisch in den meisten Basalten zu erkennen: gewöhnlich als großer Einsprengling von flaschengrüner bis gelbgrüner Farbe, also mit frischem Aus-

sehen. In den Olivinbasalten von Sta. Maria scheint er stärker zersetzt zu sein; in den meisten dieser Gesteine besitzt er matte, braungelbe Farbe.

Mikroskopisch läßt sich erkennen, daß der Olivin eine der wichtigsten Gesteinskomponenten mancher Basalte sein kann: es gibt Azorenbasalte, die über 20 Gew.% Olivin enthalten. Er ist in diesen Gesteinen stets erste Ausscheidung des Magmas, d. h. er tritt als großer Einsprengling mit relativ guter Eigenform auf und ist immer frei von irgend welchen Einschlüssen.

In der Mehrzahl zeigen die Dünnschliffe absolut farblose Schnitte durch den Olivin, oft aber enthält er auch Kern- oder Randzonen bestehend aus dem vielbesprochenen „gelbroten Mineral". Nur ganz selten sind Ansätze beginnender Serpentinisierung zu beobachten. Etwas häufiger noch lassen sich eigenartige dendritische Erzausscheidungen (Magnetit) längs den Spaltrissen erkennen, die so dicht werden können, daß die restierende farblose Olivinsubstanz fast verschwindet. Caes Grotte, Pico.

Im allgemeinen ist in den Olivin-reichen, holokristallinen Basalten der Olivin vorwiegend isometrisch ausgebildet, im Dünnschliff zeigen sich bald rundliche, bald eher rhombenförmige Schnitte, Spaltbarkeit nach (010) und (100) ist stets deutlich erkennbar, seltener solche nach (001). In dieser vorwiegend isometrischen Ausbildung sind Parallelverwachsungen mehrerer Olivinindividuen recht häufig.

In den feinkörnigen und ganz besonders in den glasreichen Basalten dagegen ist im allgemeinen die langgestreckte, fast leistenförmige Ausbildung des Olivins bevorzugt. Er ist in diesem Falle vorwiegend nach der a-Achse gestreckt, und damit verbunden scheint das Auftreten der sog. Olivinskelette, die von Rinne (lit. 43) und anderen beschrieben worden sind. Schnitte parallel (100) zeigen in dieser Ausbildung rhombenförmige, oft an mehreren Stellen unterbrochene Olivinsäume, die außen geradlinig, innen unregelmäßig, zottig begrenzt sind und Grundmassebestandteile und Glasbasis einschließen.

Schnitte parallel der a-Achse sind eher als leistenförmig zu bezeichnen, sie zeigen spitz ausragende Längskanten. Das Zustandekommen solcher ungewöhnlicher Kristallformen beruht jedenfalls auf erhöhtem Kantenwachstum in der Richtung der a-Achse ($n\gamma$), bei gleichzeitigem Erstarren der Grundmasse, also bei schnellem Abkühlen der ausfließenden Basaltlava.

Das Auftreten des sog. gelbroten oder roten Minerals in den Olivinen ist besonders für fast alle Basalte von Sta. Maria charakteristisch. Seine Farbe wechselt etwas in den verschiedenen Gesteinen, sie ist bald gelbbraun, bald eher rotbraun. Seine Ausbildung und seine Stellung zum Olivin ist aber in allen Schliffen dieselbe und läßt mit Sicherheit erkennen, daß es sich dabei nicht etwa um ein Aggregat von Zersetzungsprodukten, sondern um ein einheitliches, selbständiges Mineral handelt.

In Schnitten durch große, farblose Olivineinsprenglinge erscheint es als gelbbraunes, bisweilen unterbrochenes Band, das einen farblosen Olivinkern einhüllt, aber seinerseits wieder von einem vollkommenen farblosen Olivinsaum umgeben ist. Die Abgrenzung zwischen farblosem Olivinrandsaum und gelbbraunem Mineral ist immer scharf und geht der äußeren Kristallform des Olivins angenähert parallel. Die Begrenzung des gelbbraunen Minerals nach Innen ist weniger deutlich, bisweilen greifen schwach gelb gefärbte Fransen etwas in den farblosen Olivinkern ein. Das gelbbraune Mineral zeigt mehr und kräftigere Spaltrisse in der Richtung der Spaltbarkeit des Olivins als dieser. Es besitzt ferner so kräftige Absorption, daß genauere optische Untersuchungen im Mikroskop mit großen Schwierigkeiten verbunden sind. Immerhin lassen sich in Bezug auf seine optischen Eigenschaften folgende Angaben machen:

Das gelbbraune Mineral besitzt gerade Auslöschung. Lage der optischen Bezugsrichtungen: (Olivinbasalt von Prainha, Sta. Maria. Schliff 201.)

	a	b	c	Achsenebene:
Olivin	$n\gamma$	$n\alpha$	$n\beta$	(001)
gelbbr. Mineral	$n\alpha$	$n\beta$	$n\gamma$	(010)

Diese Orientierung für das gelbbr. Mineral in bezug auf die kristallographischen Achsen stimmt mit Philippis Beschreibungen (lit. 39) für dasselbe vollkommen überein. Wiegel (lit. 52) dagegen macht folgende Angaben:

$a = n\gamma$ $\quad b = n\beta$ $\quad c = n\alpha$ $\quad$ Achsenebene: (100)

Seine Beschreibung für das Auftreten des „roten Minerals" entspricht aber gleichfalls durchaus den in diesen azorischen Basalten vorgefundenen Verhältnissen. Möglicherweise handelt es sich bei dem fraglichen Mineral um eine isomorphe Reihe von Olivinpseudomorphosen, in der Farbe, Pleochroismus und Lage der optischen Achsenebene für die einzelnen Glieder wechseln. Auch in bezug auf Licht- und Doppelbrechung werden für dieses Mineral ja die verschiedensten Angaben gemacht.

Eine annähernde Bestimmung der maximalen Doppelbrechung ergab für den

farblosen Olivinkern. $n\gamma - n\alpha = 0.035$
farblosen Olivinsaum: $n\gamma - n\alpha = 0.040$

Dieselbe Bestimmung für das gelbbr. Mineral war zu unsicher, um zahlenmäßig angegeben zu werden, seine Doppelbrechung ist aber sicher bedeutend kleiner als die des Olivins.

	Achsenwinkel:	
farbloser Olivinkern:	$2V/n\gamma = 85^0$	opt. +
farbloser Olivinsaum:	$2V/n\gamma = 98^0$	opt. —
gelbbraunes Mineral:	$2V/n\gamma = 74^0$	opt. +

Nach den optischen Eigenschaften zu schließen würde dem untersuchten Olivinkern eine chemische Zusammensetzung von ca.

10% Fayalit, 90% Forsterit

zukommen, dem farblosen Olivinsaum eine solche von:

30% Fayalit u. 70% Forsterit.

Es liegt in diesen Gesteinen durchwegs zonar struierter Olivin mit von innen nach außen zunehmendem Eisengehalt vor. Es ist dies schon auf den ersten Blick aus den Dünnschliffen der Olivinbasalte zu ersehen: die Interferenzfarben der größeren Olivineinsprenglinge steigen von innen nach außen deutlich an. Das Zunehmen des Eisengehaltes scheint in der Zone des gelbbraunen Minerals besonders rasch zu erfolgen. Wo aber eine Lücke im gelbbraunen Mineral vorhanden ist, zeigt sich, daß hier die Interferenzfarben rasch, jedoch nicht sprunghaft ansteigen.

In der chemischen Beschaffenheit allein liegt also offenbar kein Grund für das Auftreten einer Pseudomorphose inmitten eines sonst völlig frischen Olivinkristalls vor. Die scharfe Abgrenzung des gelbbraunen Minerals nach außen und die deutlich vermehrten Spaltrisse lassen eher vermuten, daß der schon ausgeschiedene Olivineinsprengling kurz vor der Erstarrung der Grundmasse in der Schmelze unstabil wurde und randliche Resorption erlitt. Damit verbunden war die Umwandlung der äußeren Schale des schon gebildeten Olivins zum gelbbraunen Mineral. Darauf erfolgte die Erstarrung der Grundmasse, zugleich Ausscheidung eines farblosen, eisenreicheren Olivins in derselben und randliche Anlagerung an die angeschmolzenen Einsprenglinge. Ganz kleine, zur Grundmasse zu rechnende Olivinkörner sind nämlich völlig farblos, etwas größere haben einen gelbbraunen Kern und farblosen Randsaum, noch größere Einsprenglinge zeigen die beschriebene Dreiteilung.

Nicht in allen Basalten ist dies gelbbraune Mineral zu beobachten, besonders in den Plagioklas-reicheren Varietäten fehlt es ganz. Dagegen enthalten die meisten Olivinbasalte von Sta. Maria überhaupt keinen völlig unversehrten Olivin (siehe Schliffverzeichnis).

Aus dem Olivindolerit von Faial d'Agua, S. Miguel, aus dem der Augit analysiert wurde, konnte auch der Olivin isoliert und chemisch untersucht werden.

Olivin aus Olivindolerit von Faial d'Agua, S. Miguel.

Analytiker: P. Esenwein. $s = 3.43$

	Gew. %	Mol. %
SiO_2	38.77	32.35
Al_2O_3	Sp.	
Fe_2O_3	Sp.	
FeO	16.83	11.76
MnO	0.22	0.16
MgO	43.80	55.25
CaO	0.51	0.45
H_2O+	0.12	
	100.25	99.97

Die Berechnung zu Konstitutionsmolekülen ergibt folgende Werte:

$[SiO_4]$	Mg·Ca	(Monticellitmol.)	1.35 %
$[SiO_4]$	Mn_2	(Tephroitmol.)	0.24
$[SiO_4]$	Fe_2	(Fayalitmol.)	17.62 %
$[SiO_4]$	Mg_2	(Forsteritmol.)	77.92 %
	MgO	Rest	2.82 %
			99.97 %

Das Verhältnis Forsterit : Fayalit ist für diesen Olivin etwa gleich 4.5 : 1, d. h sein Eisengehalt ist schon recht erheblich. Die optischen Daten bestätigen dies. Im Dünnschliff zeigte sich, daß auch dieser Olivin zonar struiert ist, und zwar wie in allen diesen Basalten mit nach außen zunehmendem Eisengehalt. Diese Zonarstruktur verunmöglicht eine direkte Ermittlung der Brechungsindices auf dem Totalrefraktometer, auch die Immersionsmethode ergab natürlich nur mittlere Werte, nämlich:

$$n\alpha = 1.675 \qquad n\gamma = 1.714$$

Messungen mit dem Berek'schen Kompensator auf dem Universaldrehtisch ließen die Natur dieser Einsprenglinge etwas genauer bestimmen. Es ergab sich auf diesem Wege eine maximale Doppelbrechung

für den Kernteil: $n\gamma - n\alpha = 0.038$, Achsenwinkel $2V/n\alpha = 88^0$
für die Randpartien: $n\gamma - n\alpha = 0.041$, Achsenwinkel $2V/n\alpha = 84^0$

zum Vergleich:

Olivin vom Vesuv[1] mit ca. 19½% Forsterit

$n\alpha = 1.670$ $n\beta = 1.688$ $n\gamma = 1.707$

$n\gamma - n\alpha = 0.037$ Achsenwinkel $2V/n\alpha = 87^0$

C. AKZESSORIEN.

Apatit ist in den meisten Azorengesteinen ein ziemlich seltenes, oder doch nur sehr spärlich vorhandenes Mineral. In den Plagioklas-reichen Trachyten ist es oft vereinzelt als Einschluß im Biotit oder in der basaltischen Hornblende zu erkennen, in den meisten Basalten aber ist Apatit auch mit starker Vergrößerung nur ganz spärlich, ja häufig gar nicht aufzufinden. Ein Gestein von S. Matheo auf Graciosa (Schliff 152) macht hierin allerdings eine Ausnahme. Es besteht fast nur aus basalt. Hornblende und Plagioklas und weist einen beträchtlichen Gehalt an Apatit (ca. 5 Vol. %) auf. Er zeigt sich hier als Einschluß in sämtlichen übrigen Gemengteilen, ist also erste Ausscheidung des Magmas. Er besitzt aus diesem Grunde streng idiomorphe Ausbildung, d. h. es sind gut erkennbar sechsseitige Säulchen mit basaler Spaltbarkeit und nur sehr schwacher Doppelbrechung.

Zirkon konnte nur in einigen wenigen Azorengesteinen beobachtet werden. Im Biotit-Hornblende-Essexit von Quebrada da Muda, Flores (Schliff 134) ist Zirkon in Magnetit und in basaltischer Hornblende eingeschlossen. Er kann in seltenen Fällen bis zu 0.5 mm groß sein, zeigt aber, trotzdem er zu den frühsten Ausscheidungen des Magmas zu rechnen ist, nie eigene kristallographische Begrenzung. Diese aufgefundenen Zirkonkörner unterscheiden sich aber durch ihre optischen Eigenschaften leicht von allen übrigen Gemengteilen. Sie sind sehr stark licht- und doppelbrechend, optisch einachsig positiv.

Eisen- und Titaneisenerze. Die azorischen Basalte sind meist außerordentlich reich an Eisenerzen. Nach dem hohen Titangehalt der Basaltanalysen zu schließen, handelt es sich dabei vorwiegend um titanreichen Magnetit oder Ilmenit. In den Dünnschliffen deuten die oft quadratischen Umrisse der Erzkörner auf Magnetit-Oktaeder, es sind aber auch bisweilen eher sechsseitige Schnitte zu erkennen, die dem Ilmenit zuzuschreiben sind. In den meisten Fällen jedoch sind an den Erzkörnern keine Kristallformen zu erkennen, sie sind vorwiegend rundlich begrenzt und gleichmäßig über die Grundmasse verteilt. Die oft aus ähnlichen Gesteinen beschriebenen Leukoxenränder um Ilmenit konnten in den untersuchten azorischen Basalten nicht beobachtet werden.

---

[1] Niggli, Lehrbuch d. Mineralogie II, p. 522.

II. GESTEINSTYPEN.

Schon Hartung hat bemerkt, daß die Gesteine der verschiedenen Azoreninseln sehr ähnliches Aussehen besitzen, er sagt, daß einzelne Lavamassen von verschiedenen Inseln leicht miteinander zu verwechseln wären. Mügge, der Hartungs Material von den Inseln S. Miguel und Faial von rein petrographischem Gesichtspunkt aus eingehend bearbeitete, sah sich veranlaßt, die Gesteine beider Inseln ihrer Ähnlichkeit halber zusammenzufassen.

Eingehende mikroskopische und vor allem petrochemische Untersuchungen der mir vorliegenden Gesteine von sämtlichen Azoreninseln haben mich belehrt, daß nicht nur auf den Inseln Faial und S. Miguel, sondern auf allen 9 Azoreninseln sehr ähnliche und gleiche Gesteinstypen auftreten, daß die Azoren also als einheitliche petrographische Provinz im engeren Sinne aufzufassen sind. Wenn auch auf einer und der andern Insel ein für die Azoren charakteristischer Gesteinstyp fehlt oder nur spärlich vorhanden ist, so besagt doch der durchaus verwandte Charakter aller vorgefundenen Gesteine, daß die ganze Inselgruppe von einheitlichen Magmen gespeist wurde.

Eine Zusammenfassung der Gesteine der ganzen Inselgruppe, auch bei gelegentlich deutlich voneinander abweichenden Erstarrungsformen, scheint mir aus diesem Grunde durchaus gerechtfertigt.

Für die Systematik der Azorengesteine mußte im folgenden mangels genauerer Kenntnis ganz von der geologischen Lagerung abgesehen werden. Um unsichere Bezeichnungen wie Tiefengestein oder Ganggestein einzelner Handstücke zu vermeiden, sollen verschiedene Erstarrungsformen des gleichen oder eines ähnlichen Magmas nur auf Grund voneinander abweichender Strukturen oder Texturen auseinandergehalten werden.

In dieser Bearbeitung der Azorengesteine wurde das Hauptgewicht auf den allgemein petrographischen Charakter der auftretenden Gesteinstypen gelegt, eine eingehendere Untersuchung seltener, vereinzelt auftretender Nebengemengteile mußte deshalb bis zu einem gewissen Grade vernachlässigt werden.

A. TRACHYTISCHE GESTEINE.

Die trachytischen Gesteine der Azoren lassen sich vorteilhaft in zwei Hauptgruppen aufteilen, nämlich in die eigentlichen Plagioklas-armen Trachyte, dazu kommen einige Auswürflings- und Einschlußgesteine mit grobkörniger Struktur (Na-Sanidinite) und in die Plagioklas-reichen Trachyte oder Plagioklastrachyte.

I. EIGENTLICHE (PLAGIOKLAS-ARME) TRACHYTE.

Holokristallin grobkörnige Auswürflinge sind schon lange unter dem Namen Sanidinite von Lagoa do Fogo auf S. Miguel bekannt. Hartung, Mügge und Osann haben sie eingehend untersucht, es ist auch auf ihre große Ähnlichkeit mit den Auswürflingen des Laachersee-Gebietes hingewiesen worden. Osann hat den Sanidin und die Hornblende dieses Gesteins analysiert und den mannigfaltigen Akzessorien wie Pyrrhit, Azorit etc. besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Diese Sanidinite stimmen abgesehen von ihrer grobkörnigen Struktur in bezug auf Chemismus und Mineralbestand sehr gut mit den auf den Azoren weit verbreiteten trachytischen Ergußgesteinen überein; ich vereinige sie deshalb mit diesen zu einer Gesteinsgruppe.

Außer von dem genannten Fundort auf S. Miguel liegen mir Sanidinite von Ribeira da Praia (Schliff 48) und Rabo da Peixe (Schliff 29) auf S. Miguel und ein weiteres Handstück von Calderão auf Terceira (Schliff 179) vor.

Es sind makroskopisch betrachtet helle, grobkörnige aber sehr bröckelige Gesteine, durchsetzt von zahlreichen miarolithischen Hohlräumen. Alkalifeldspat und schwarze Hornblende sind ihre Hauptgemengteile.

Unter dem Mikroskop zeigen diese Gesteine ein holokristallin-körniges Gefüge von hypidiomorphen Feldspäten, idiomorpher Hornblende und etwas Aegirinaugit. In den miarolithischen Hohlräumen sind zahlreiche Akzessorien zu beobachten wie Quarz, Biotit, Titanit, Zirkon. Quarz tritt auch als Zwickelfüllung der Feldspäte auf.

Die Hauptmasse, ca. 70—80% des Gesteins besteht aus monoklinem Alkalifeldspat, der in gewöhnlichem Licht meist vollkommen trüb erscheint. Diese Trübung beruht auf intensiver perthitischer Entmischung des Feldspats und Einlagerung zahlreicher winziger, nur bei stärkster Vergrößerung unterscheidbarer Erz- und Glaspartikelchen Die Entmischung des Feldspats zeigt sich durch ein im allgemeinen regellos eingelagertes feines Lamellensystem von Albit im monoklinen Kalifeldspat. Letzterer läßt ganz normale Orthoklasoptik erkennen.

Bisweilen sind einzelne Feldspäte von schmalen Rändern eines sauren Plagioklases (Oligoklas) umsäumt, der deutliche Zwillingslamellierung aufweist und im Gegensatz zum Alkalifeldspat vollkommen klar erscheint. Die Verwachsungslinie zwischen Plagioklas und Alkalifeldspat verläuft äußerst unregelmäßig. Lappen und Zotten des Plagioklassaumes greifen in den Kalifeldspat hinein.

Von den dunkeln Gemengteilen steht Hornblende an erster Stelle. Sie bildet idiomorphe, langsäulige Kristalle mit guter prismatischer Spaltbarkeit. Diese Hornblende zeigt ausnehmend starke Absorption. Sie erscheint // c vollkommen undurchsichtig, ⊥ c schmutzig braungrün. Die Doppelbrechung ist relativ niedrig; die Auslöschschiefe

c/nγ beträgt 16—20°. Diese optischen Eigenschaften und der Chemismus lassen auf eine Kataphorit-ähnliche Hornblende schließen.

Aegirinaugit ist in dem Gestein von Terceira ziemlich reichlich, in den übrigen Sanidiniten meist nur untergeordnet vorhanden. Er bildet mit Vorliebe spießig-divergentstrahlige Aggregate, die die charakteristische Schilfform des Aegirins erkennen lassen. Pleochroismus von gelbgrün nach dunkelgrün und seine Auslöschschiefe c/nα von 5—10° unterscheiden ihn von den andern dunkeln Gemengteilen.

Unter dem Mikroskop erscheinen in diesen Sanidiniten als häufigste Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit, Perowskit(?), Magnetit, Ilmenit.

Analyse No. 1: Na-Sanidinit vom Lagoa do Fogo, S. Miguel:

Schliff 19. Anal.: P. Esenwein.

SiO_2	65.50	1092	1092	si = 270	Magma: nord-markitisch pulaskitisch.
TiO_2	0.57				
Al_2O_3	16.00	157	157	al = 40	
Fe_2O_3	2.50	15,5	69	fm = 17	
FeO	2.14	30		c = 4	
MnO	0.20	3		alk = 39	
MgO	0.22	5			
CaO	0.91	16	16	k = 0.36	
Na_2O	5.91	95	154	mg = 0.07	
K_2O	5.55	59			
H_2O+	0.38		396	c/fm = 0.23	
H_2O-	0.09			ti = 2	
P_2O_5	0.31	2		p = 0.5	
CO_2	—				
				$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.98$	Ls = 0.89 Fs = 0.07 Qs = +0.06
	100.28				

Analyse Nr. 4: Hornblende-Aegirin-Sanidinit von Calderão, Terceira.

Schliff 179. Analytiker: P. Esenwein.

SiO_2	62.72	1045	1045	si = 242	
TiO_2	1.04	13			
Al_2O_3	16.50	162	162	al = 37	Magma: larvikitisch mit sehr hohem si
Fe_2O_3	3.20	20		fm = 20	
FeO	2.74	38	85	c = 10	
MnO	0.18	2		alk = 33	
MgO	0.20	5		k = 0.31	
CaO	2.33	42	42	mg = 0.06	
Na_2O	6.03	98		c/fm = 0.50	
K_2O	4.27	45	143	ti = 3	
H_2O+	0.64		432	p = —	
H_2O-	0.03				
P_2O_5	Spuren			$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.95$	Ls = 0.85
CO_2	—				Fs = 0.11
					Qs = +0.04
	99.98				

zum Vergleich[1]:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Na-Sanidinit, S. Miguel, Azoren.....	270	40	17	4	39	0.36	0.07
Na-Sanidinit, Terceira, Azoren	242	37	20	10	33	0.31	0.06
Keratophyr, Hamilton Hill Schottld. ...	262	41	14	4.5	40	0.28	0.12
Alkalisyenit Tripyramid, Mts. N. H. ...	224	37	19	9	35	0.32	0.25
„Nordmarkitisch-pulaskitisches Magma" (Niggli)	250	41	15	5	39	0.35	0.28

[1] Die Werte für sämtliche Vergleichsgesteine sind P. Nigglis „Gesteins- und Mineralprovinzen" entnommen.

Abgesehen vom lockeren Gefüge dieser Sanidinite wäre für sie die Bezeichnung Natron-Syenite entsprechend dem sehr Na-reichen Feldspat am Platze; um aber gleichwohl auf den tafeligen Feldspat und den Auswürflingscharakter dieser Gesteine hinzudeuten, erachte ich für sie die Benennung Natron-Sanidinite als die zutreffendste. Die Eigenschaft, leicht zu zerbröckeln trotz der vollkommenen Gesteins-Frische und ihr Auftreten als rundliche, hand- bis kopfgroße, fast bombenartige Knollen unterscheidet diese Gesteine sofort von wirklichen Tiefengesteinen. Sehr wahrscheinlich sind es Differentiate eines trachytischen Magmas, das in gewisser Erdtiefe erstarrte, und nicht zum Ausfluß gelangte. Für ihre nahe Verwandtschaft mit den eigentlichen Trachytergüssen spricht abgesehen vom Mineralbestand ihr ständiges Zusammen-Vorkommen mit diesen Gesteinen und ihre chemische Übereinstimmung mit diesen; eine Tatsache, auf die noch näher eingegangen werden soll.

Den Natronsanidiniten am nächsten kommen von den trachytischen Ergußgesteinen die Aegirintrachyte. Mügge nennt sie in seiner Beschreibung Trachyte von Domitartigem Habitus. „Es sind hellgraue, zuweilen etwas rötliche, äußerst mürbe Gesteine; feinkörnig, sandig anzufühlen und zwischen den Fingern zerreiblich, ohne jede Zähigkeit und Festigkeit." Diese Beschreibung Mügges trifft auch für die beiden mir vorliegenden Handstücke, die von der Grutta Enferno auf S. Miguel (Schliff 14a u. 14b) stammen, vollständig zu. Die Bezeichnung Aegirintrachyte mit Bezug auf diesen dunkeln Gemengteil, der den meisten übrigen Azorentrachyten fehlt, scheint mir eher am Platze zu sein, umsomehr, da für eigentliche Domite ein gewisser Plagioklasgehalt charakteristisch ist, der diesen Gesteinen vollständig abgeht.

Die Struktur dieser Gesteine ist ausgesprochen trachytisch, im Gegensatz zu den übrigen Trachyten aber relativ grobkörnig; d. h. die Größe der Grundmassebestandteile beträgt im Mittel ungefähr $^1/_3$ mm.

Einziger Einsprengling dieser Aegirintrachyte ist ein glasig glänzender Sanidin. Es sind große, (bis 8 mm) farblose, nach (010) tafelige Kristalle, vorwiegend idiomorph ausgebildet. Sie besitzen vorzügliche pinakoidale Spaltbarkeit und sind in der Mehrheit verzwillingt nach dem Karlsbadergesetz.

Die Grundmasse besteht zu über 80 % aus klaren, farblosen Leistchen von monoklinem Alkalifeldspat, der, nach dem Chemismus des Gesteins zu schließen, sehr hohen Natrongehalt besitzt. Plagioklas fehlt fast vollständig. In die Zwickel des von den Alkalifeldspatleisten gebildeten, sperrigen Gefüges sind die dunklen Gemengteile eingelagert. Sie zeigen meist nur ganz undeutliche Kristallformen. Diese dunklen Gemengteile konnten deswegen nur auf Grund ihrer charakteristischen Spaltbarkeit, Eigenfarbe und Doppelbrechung voneinander unterschieden werden. Es sind:

Gelbgrüner Augit: Nicht pleochroitisch, deutlich prismatisch spaltbar, Auslöschschiefe $c/n\gamma = 40^0$. Doppelbrechung hoch.

Aegirinaugit: Pleochroismus: blaugrün //c, hellbraun-grün ⊥ c. Gute prismatische Spaltbarkeit, Auslöschschiefe c/nα = 8—10o.

Kataphoritische Hornblende: Pleochroismus: gelbbraun //c, violettgraubraun ⊥ c. Auslöschschiefe c/nγ = 18—20°. Doppelbrechung niedrig.

An Akzessorien enthält dieser Aegirintrachyt spärlich Apatit, Hämatit, Magnetit.

Analyse Nr. 2: Aegirintrachyt von Grutta Enferno, S. Miguel.

Analyt.: P. Esenwein. Schliff 14.

SiO_2	63.86	1064	1064	si = 256	
TiO_2	0.74	9		al = 44.5	Magma: nord-markitisch-pulaskitisch
Al_2O_3	18.90	185	185	fm = 12	
Fe_2O_3	1.40	9		c = 3.5	
FeO	1 26	18.5	51	alk = 40	
MnO	0.22	3			
MgO	0.46	11.5		k = 0.30	
CaO	0.81	14		mg = 0.22	
Na_2O	6.90	111	14		
			165	c/fm = 0.27	
K_2O	5.08	54			
H_2O+	0.20		415	ti = 2	
H_2O-	0.09			p = —	
P_2O_5	Spur			$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.95$	Ls = 0.98
CO_2	—				Fs = 0.04
					Qs = —0.02
	99.92				

Die große Mehrzahl der Azorentrachyte enthält wenig oder gar keinen Aegirinaugit und besitzt bedeutend feinkörnigere Grundmasse als diese Aegirintrachyte.

Solche Trachyte sind auf S. Miguel sehr häufig, doch scheinen sie auch auf den Inseln Faial, Flores und Terceira recht verbreitet zu sein.

Makroskopisch sind es dichte, hell- bis dunkelgraue Gesteine, oft gelbbraun angewittert, sie besitzen deutlichen Tongeruch. Mattglänzende Sanidineinsprenglinge von wechselnder Größe liegen in einer bisweilen fast sandig anzufühlenden Grundmasse. Diese Sanidine zeigen in besonders sandigen, porösen Trachyten ebenfalls gelbbraune Anwitterungstöne; andere Trachyte sind sehr kompakt und zäh, außerdem von ziemlich dunkelgrauer Farbe; die Sanidine dieser Trachyte sind stets farblos glasglänzend.

Von Trachyten mit holokristalliner Grundmasse sind unter den mir vorliegenden Gesteinen alle möglichen Übergänge über wenig glasführende Trachyte zu glasreichen Trachyten und fast vollkommen glasigen Trachyten zu verzeichnen, letztere sind aber relativ selten. Alle diese Gesteine besitzen denselben monoklinen Einsprenglingsfeldspat und haben, soweit die vorhandenen Daten diesen Schluß zulassen, sehr ähnlichen Chemismus.

Die glasreichen Trachyte unterscheiden sich von den holokristallinen makroskopisch hauptsächlich durch die eher dunklere Farbe; ihre Sanidineinsprenglinge sind spärlicher und kleiner ausgebildet. An Stelle schwachen Perlmutterglanzes, der vielen holokristallinen Trachyten eigen ist, weisen sie eher einen öligen oder fettigen Glanz auf. Unter dem Mikroskop erscheint die Glasbasis zumeist farblos oder schwach gelblich; sphärolitische Entglasungserscheinungen sind selten, die Grundmasse ist gewöhnlich vollkommen isotrop oder zeigt winzige leistenförmige Mikrolithen, die fluidale Textur andeuten. Sie sind jedoch zu klein, um genauere Bestimmungen zuzulassen.

Eigentliche Obsidian-Trachyte ganz ohne Feldspateinsprenglinge sind unter den von mir untersuchten Gesteinen nicht vorhanden; nach Angaben früherer Untersuchungen scheinen sie jedoch z. B. auf S. Miguel nicht sehr selten zu sein.

Die mikroskopische Betrachtung der Trachyte zeigt, daß die bisweilen scheinbar angewitterten Sanidineinsprenglinge vollkommen farblos und klar sind. Es sind vorwiegend idiomorphe, meist nach (010) tafelige Kristalle, sehr oft verzwillingt nach dem Karlsbadergesetz. Sie sind vollkommen spaltbar nach (100) und (001). Es sind monokline Feldspäte mit der Orthoklasoptik, die von den normalen Daten etwas abweicht, wie schon im vorangehenden Abschnitt beschrieben wurde. (S. 11). Sie zeigen im Gegensatz zu den Feldspäten der Na-Sanidinite niemals irgendwelche Entmischungslamellen von Albit, obwohl die Analysen der Trachyte gleichfalls auf einen sehr hohen Natrongehalt dieser Feldspate schließen lassen.

Einsprenglinge dunkler Gemengteile sind in den gewöhnlichen Trachyten sehr selten. Bisweilen ist neben dem Sanidin ein kleiner schwach pleochroitischer, grasgrüner diopsidischer Augit als Frühausscheidung zu beobachten (Siehe Seite 18). Für die glasreichen Trachyte von Terceira scheint seine Anwesenheit charakteristisch zu sein. Er ist jedoch makroskopisch nicht zu erkennen, im Dünnschliff fällt er durch seine schöne Kristallform und die frischgrüne Farbe auf.

Die Struktur der Grundmasse dieser Trachyte ist ausgesprochen trachytisch. Das sperrige Gefüge der Feldspatleisten läßt oft, auch bei holokristalliner Ausbildung, noch sehr deutlich fluidale Textur erkennen; die Feldspatleistchen legen sich mit ihrer Längsrichtung parallel den Flächen der Einsprenglingssanidine.

In diesen eigentlichen Trachyten sind die dunkeln Gemengteile auch in der Grund-

masse nur spärlich vertreten; diese Gesteine setzen sich zu ca. 80—90% aus Feldspat zusammen, wozu der Plagioklasanteil nur einen ganz verschwindend kleinen Beitrag liefert; in den meisten dieser Trachyte ist er überhaupt nicht zu beobachten.

Die dunklen Gemengteile entsprechen stets dem letzten Stadium der Kristallisation, sie sind auf die Zwickel des Feldspatnetzes angewiesen. Hornblende, Augit, auch Biotit zeigen deshalb in der Grundmasse der Trachyte stets dieselbe Ausbildung. Es sind kleine zackige, spießige Aggregate, die in die Lücken zwischen den Feldspatleistchen verkeilt liegen, es fehlt ihnen jede kennzeichnende Kristallform. Zu ihrer Identifizierung kommen nur optische Eigenschaften in Frage.

Es ließen sich unterscheiden eine sehr häufig auftretende Hornblende mit schwacher Doppelbrechung und gelbbraunen bis braunvioletten Farbtönen, die wiederum dem Kataphorit am nächsten stehen dürfte. Augit ist weniger häufig zu beobachten, er ist meist farblos oder schwach gelbgrün gefärbt und zeigt Auslöschschiefen zur Längsspaltbarkeit: $c/n\gamma$ = ca. 40°. Biotit ist in den eigentlichen Trachyten sehr selten. Manche Trachyte lassen neben Magnetit spärliche Körnchen von Hämatit erkennen, der wie die dunklen Gemengteile in die Feldspatzwickel eingeklemmt ist und dieselbe spießige Umgrenzung zeigt. Apatit ist sporadisch in fast allen Trachyten vorhanden.

Analyse Nr. 3: Kataphorit-Trachyt v. Lagoa Sete Cidades, S. Miguel.

Analytiker: R. Reinisch.

SiO_2	63.44	1057	1057	si 245	
TiO_2	n. best.			al = 40	Magma:
Al_2O_3	17.85	175	175	fm = 16	nord-
Fe_2O_3	2.82	18	70	c = 3	markitisch
FeO	1.79	25		alk = 41	pulaskitisch
MnO	—				
MgO	0.37	9		k = 0.30	
CaO	0.69	13	13	mg = 0.13	
Na_2O	7.36	119			
K_2O	5.48	59	178	c/fm = 0.18	
H_2O	0.76				Ls = 1.00
			436	$\frac{2\ alk}{al+alk}$ = 1.01	Fs = 0.06
P_2O_5	n. best.				Qs = —0.06
	99.56				

R. Reinisch gibt in seinem Bericht von der deutschen Südpolexpedition 2 Trachytanalysen, die zur Vervollständigung hier aufgeführt sein mögen:

Das erste ist ein Kataphorit- und Arfedsonitführender Trachyt. Als Mineralbestand gibt Reinisch an: Einsprenglinge von Sanidin, Grundmasse: Sanidin, Kataphorit, Arfedsonit, Ännigmatit, spärlich Eisenerz und Apatit.

Das zweite ist ein „Obsidiantrachyt" mit farbloser Glasbasis, Sanidin, Diopsid — Biotiteinsprenglingen und Akzessorien von Magnetit und Apatit.

Analyse Nr. 5: Trachyt-Obsidian von Furnas, São Miguel.

Analytiker: R. Reinisch.

SiO_2	61.99	1033	1033	si = 238	
TiO_2	n. best.				Magma: nord-markitisch-pulaskitisch
Al_2O_3	20.14	197	197	al = 45.5	
Fe_2O_3	1.25	8		fm = 15	
FeO	2.87	40	66	c = 5.5	
MnO	n. best.			alk = 34	
MgO	0.38	10		k = 0.35	
CaO	1.35	24	24	mg = 0.15	
Na_2O	6.02	97		c/fm = 0.36	
K_2O	4.87	52	149		Ls = 0.95
H_2O	0.98		436	$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.87$	Fs = 0.04
P_2O_5	n. best.				Qs = + 0.01
	99.85				

zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Aegirin-Trachyt, S. Miguel Az.....	256	44.5	12	3	40	0.30	0.22
Kataphorit-Trachyt, S. Miguel Az.	245	40	16	3	41	0.37	0.17
Obsidian-Trachyt, S. Miguel Az.	238	45.5	15	5.5	34	0.35	0.15
Pulaskit, Lövasbucht, Norwegen	256	42,5	14,5	2.5	40.5	0.38	0.27
Pulaskit, Salem Neck Essex Co.....	245	42	13.5	4	40.5	0.32	0.07
„Nordmarkitisch-Pulskitisches" Magma (Niggli)	250	40	15	5	39	0.85	0.28

2. PLAGIOKLAS-TRACHYTE.

Die Plagioklas-Trachyte lassen sich makroskopisch nicht leicht von den eigentlichen Trachyten unterscheiden. Es sind gleichfalls hellgraue, meist feinkörnige, oft sandig anzufühlende Gesteine, die intensiven Tongeruch besitzen. Es fehlen nun aber die glasglänzenden Sanidineinsprenglinge. Die Plagioklastrachyte sind relativ arm an Einsprenglingen, sie lassen nur spärlich Plagioklas-, Glimmer oder Hornblendekörnchen als größere Bestandteile erkennen. Es fehlt diesen Gesteinen auch der perlmutterartige Glanz, der für viele Sanidintrachyte charakteristisch ist. Mikroskopisch unterscheiden sie sich aber scharf von den eigentlichen Trachyten.

An Stelle der Sanidineinsprenglinge führen die Plagioklastrachyte Plagioklas, der deutliche Zonarstruktur aufweist. Feine Zwillingslamellierung läßt den Kern dieser Einsprenglinge leicht als sauren Plagioklas vom Chemismus des Andesins bis Oligoklas bestimmen. Er geht randlich in schmaler Zonenfolge in Albit über, der häufig noch von einem Saum von Kalifeldspat umgeben ist.

Weiterhin unterscheiden sich die Plagioklastrachyte von den übrigen trachytischen Gesteinen durch ihren Gehalt an vereinzelten großen Einsprenglingen von basaltischer Hornblende und von Biotit, die stets vorgeschrittene Resorption erkennen lassen.

Diese basaltische Hornblende ist Erstausscheidung des plagioklastrachytischen Magmas. Die Größe dieser Einsprenglinge übertrifft bisweilen die des eingesprengten Plagioklas bei weitem, doch sind es nur vereinzelt auftretende Mineralien. In keinem Dünnschliff konnten mehr als drei oder vier Individuen beobachtet werden. Bei weiterer Abkühlung dieser Magmen scheint die Hornblende in der Schmelze instabil geworden zu sein, diese großen Einsprenglinge sind oft so stark resorbiert, daß nur noch die Umrisse von Augit-Magnetitaggregaten das primäre Mineral erkennen lassen. In keinem Schliff war ein völlig unversehrter Hornblende-Einsprengling aufzufinden. Die Umwandlung hat meist randlich begonnen und einen dichten dunkeln Randsaum von Augit und Magnetit erzeugt, seltener sind darin auch kleine Quarzkörnchen zu erkennen. Der Kern des Einsprenglings ist oft noch gut erhalten und läßt deutlich die optischen Eigenschaften der basaltischen Hornblende konstatieren (siehe Seite 15).

Biotit scheint in den Plagioklastrachyten ein ständiger Begleiter der basalt. Hornblende zu sein. Es sind dies vorwiegend idiomorphe Einsprenglinge, die gleichfalls, aber nicht so weitgehend resorbiert worden sind. Auch sind es vorwiegend kleinere Kristalle als die Hornblendeindividuen. Die Resorption führt meist zu völlig opaken Magnetitsäumen; in einem Gestein von Vila Franca, S. Miguel ließen sich schön ausgebildete Sagenitgewebe von Rutilnädelchen erkennen. Frische Biotiteinsprenglinge zeigen kräftigen Pleochroismus von Dunkelrotbraun oder Grünbraun nach Hellgelb bis nahezu Farblos. Schnitte $\perp$ c ergaben praktische Einachsigkeit für diese Glimmer.

H. Rosenbusch bezeichnet diese Ausscheidung von basaltischer Hornblende und Biotit in einer früheren Erstarrungsperiode, die dann resorbiert und durch Augit ersetzt werden, als besonders charakteristisch für die Trachyandesite, oder hier Plagioklas-Trachyte genannte Gesteine.

Die Struktur der Grundmasse der azorischen Plagioklastrachyte ist trachytisch oder mit Berücksichtigung des vermehrten Plagioklasgehaltes gegenüber den Trachyten trachytoid zu nennen. Das sperrige Gefüge der leistenförmigen Sanidin- und Plagioklasmikrolithen läßt oft fluidale Textur erkennen.

Analyse Nr. 6: Plagioklas-Trachyt von Caldeira, Faial.

Analytiker: P. Esenwein.					Schliff 104.
SiO_2	59.60	993	993	si = 208	
TiO_2	1.26	16		al = 38.5	Magma:
Al_2O_3	18.66	183	183	fm = 19	larvikitisch-
Fe_2O_3	2.20	14		c = 12.5	tönsbergitisch
FeO	2.53	36	92	alk = 30	
MnO	0.10	1		k = 0.31	
MgO	1.08	27		mg = 0.81	
CaO	3.34	60	60	c/fm = 0.65	
Na_2O	6.07	98		ti = 3	
K_2O	4.15	44	142	p = 0.2	
			477		
H_2O+	0.46			$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.87$	Ls = 0.95
H_2O-	0.23				Fs = 0.11
P_2O_5	0 19				Qs = —0.06
	99.84				

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Plagioklas-Trachyt Caldeira Fayal, Azoren	208	38.5	19	12.5	30	0.31	0.31
Tephritischer Trachyt, Columbretes Span.	185	39	16.5	15.5	29	0.31	0.33
„Essexitdioritisches Magma" oder Larvikitisch-tönsbergitisches Magma (Niggli)	180	38	20	17	25	0.30	0.30

Die Grundmasse ist leukokrat, der Anteil der Feldspäte überwiegt noch bei weitem den der dunkleren Gemengteile. Alkalifeldspat ist die Hauptkomponente. Er unterscheidet sich durch seine vorwiegend breitere Leistenform und niedere Lichtbrechung vom Plagioklas, der vorzugsweise schmale, von scharfgeschnittenen Längskanten begrenzte Leistenform besitzt.

Die dunklen Gemengteile der Grundmasse sind wie in den Trachyten in die Zwickel des Feldspatnetzes eingezwängt, besitzen also wiederum xenomorphe, spießige Begrenzung. An Stelle der Alkalihornblenden und Augite treten nun hier Aggregate von farblosem Augit auf, der nach Auslöschschiefe und Doppelbrechung zu urteilen, dem Diopsid zugerechnet werden dürfte. Dazu kommen häufig kleine Biotitfetzchen mit kräftigem Pleochroismus und wechselnde Mengen von basaltischer Hornblende.

An Akzessorien enthalten die Plagioklastrachyte Magnetit und Ilmenit, ferner Apatit, der in zierlicher Nadelform sowohl in der Grundmasse wie auch als Einschluß in Biotit — und Hornblende auftritt.

Fast alle diese Plagioklastrachyte führen vereinzelte kleine Körner von farblosem Olivin, die von Magnetit umschlossen, oder völlig resorbiert worden sind.

Ein Handstück, das den typischen Mineralbestand dieser Plag.-Trachyte aufweist, wurde analysiert.

B. BASALTISCHE GESTEINE.

Den Hauptanteil am Aufbau der Azoren machen bei weitem die basaltischen Gesteine aus. Jede einzelne der neun Inseln ist reich an Basalten, auf Pico und Corvo sind sie besonders häufig, Sta. Maria scheint neben den spärlichen miocänen Sedimentsresten ausschließlich aus basaltischem Gestein aufgebaut zu sein.

Eine Klassifikation dieser auf den Azoren in mannigfaltigen Variationen auftretenden Gesteinsgruppe ist nicht leicht. Alle vorgefundenen Basalte besitzen als Hauptkomponenten die Kombination Plagioklas, Augit und Olivin, aber das Mengenverhältnis wechselt sehr stark. Es gibt hier helle Basalte, die nur Einsprenglinge von Plagioklas, oder andere, die nur solche von Plagioklas und Augit enthalten. Wieder andere führen gleichzeitig Einsprenglinge von Plagioklas, Augit und Olivin. Dunklere Basalte enthalten nur noch Einsprenglinge von Augit und Olivin, und einzelne besonders femische Gesteine zeigen ausschließlich Olivineinsprenglinge. Zwischen diesen Abstufungen sind nun alle Übergänge zu beobachten, eine strenge Abgrenzung der einzelnen Typen also nicht leicht durchführbar.

Um dennoch die große Mannigfaltigkeit dieser auf den Azoren besonders stark ver-

tretenen Gesteinsfamilie unterteilen zu können, habe ich eine Gruppierung in Plagioklasbasalte und Olivinbasalte vorgenommen.

Plagioklasbasalte nenne ich im folgenden solche Basalte, deren Einsprenglinge hauptsächlich aus Plagioklas und Augit bestehen und deren Grundmasse ebenfalls reich an diesen Mineralien ist.

Olivinbasalte sind solche, in denen Plagioklas zurücktritt, die vorwiegend Einsprenglinge von Olivin oder Olivin und Augit aufweisen, und eher dunklere Grundmasse besitzen.

Basalte, die gleichzeitig Plagioklas, Augit und Olivin führen, werden je nach Vorherrschen der leukokraten oder femischen Einsprenglinge zur ersten oder zweiten Gruppe gezählt.

Diese Einteilung ließ sich in der Folge recht gut durchführen, denn auch sehr glasreiche Basalte enthalten stets vereinzelte Einsprenglinge, die eine Zuordnung zu einer der beiden Gruppen ermöglichten.

1. PLAGIOKLAS-BASALTE.

Unter dieser Bezeichnung fasse ich die große Gesteinsgruppe der Azoren zusammen, die von Hartung und Reinisch Trachydolerite, von Mügge andesitische Basalte und Anorthitbasalte bezeichnet wurden. Es sind dies relativ helle, basaltische Gesteine, reich an Einsprenglingen von basischem Plagioklas oder Plagioklas und Augit, untergeordnet oder ganz fehlend Olivin. Die Bezeichnung wie Trachydolerite in engerm Sinne nach Rosenbusch würde vielleicht dem Chemismus und Mineralbestand dieser Gesteine entsprechen, doch ist sie, ebenso wie die Bezeichnung Trachybasalt, irreführend. Diese Gesteine haben trotz ihrem gemeinsamen Auftreten mit den Trachyten nichts mit dieser Gesteinsgruppe gemein. Hibsch (lit. 19) nennt solche Basalte einfach Alkalibasalte. Der große Plagioklasreichtum und das Fehlen irgendwelcher Feldspatstellvertreter dieser Azorenbasalte würde jedoch auch die Bezeichnung Trappbasalte, also pazifische Ergußgesteine, rechtfertigen, doch sprechen der große Titanreichtum und der relativ hohe Alkaligehalt auf der andern Seite wieder für atlantischen Charakter. Diese Gesteine nehmen offensichtlich eine Zwischenstellung zwischen Basalten von typisch atlantischem und solchen von pazifischem Charakter ein. Um also eine einseitige Bezeichnung zu vermeiden, nenne ich die ganze Gruppe dieser Ergußgesteine einfach Plagioklas-reiche Basalte oder Plagioklasbasalte, obgleich dieser Ausdruck oft auch für Basaltgesteine gebraucht wird, in denen Plagioklas nicht unter den Einsprenglingen vertreten ist. Gewöhnlich gesellt sich zum Plagioklas auch basaltischer Augit als Einsprengling, nur ganz besonders helle Basalte ent-

halten Plagioklas (Labrador bis Bytownit) als einzigen Einsprengling. Die Bezeichnung Plagioklasbasalte auch für diese relativ hellen Gesteine rechtfertigt sich aber dadurch, daß sie dieselbe Grundmasse aufweisen wie die dunklern, an Augit und Olivin reichen Basalte, mit denen sie auch chemisch eine durchaus einheitliche, geschlossene Gruppe bilden und zu denen auf den Azoren alle Übergänge in jeder Abstufung des zurücktretenden Plagioklases und zunehmenden Augits und Olivins vorhanden sind.

Auch zu den basaltischen Gesteinen sind auf den Azoren vereinzelte Tiefenfacies in Form von Einschlüssen im Basalt oder in Form von Auswürflingen vorhanden. Ein solches grobkörniges, holokristallines Gestein, das in bezug auf Chemismus und Mineralbestand sich eng an die Plagioklasbasalte anschließt, möge der Besprechung dieser vorausgehen.

Es ist ein violettgraues, sehr bröckliges, von zahllosen miarolithischen Hohlräumen durchsetztes Gestein, das vom Pico Gipfel auf der Insel Pico stammt. Es läßt makroskopisch bis 6 mm lange, sperrig gelagerte Plagioklastäfelchen, etwas kleinere schwarze Augit-, untergeordnet gelbliche Olivin- und schwarze Erzkörner erkennen.

Das Gestein ist holokristallin körnig und zeigt unter dem Mikroskop ausgesprochen ophitische Struktur. Nach (010) tafelige, einander vielfältig durchkreuzende Plagioklaskristalle schließen in sperrigem Gefüge Titanaugit, Olivin und Titaneisenerz ein. Die Plagioklase sind zonar struiert, der Kern besteht aus Bytownit (70—75 % An). Sie sind fast ausschließlich nach dem Albitgesetz (010) verzwillingt, die Zwillingslamellen der einzelnen Individuen verlaufen in der Längsrichtung. Eine schmale Zonenfolge immer albitreicheren Plagioklases führt randlich zu Andesin (ca. 35 % An) über.

In die Zwickel der Plagioklasleisten ist ein rötlich-violett getönter Titanaugit eingebettet. Er zeigt keinerlei Kristallform. Kräftige Achsendispersion und schöne Sanduhrstruktur sind deutlich zu erkennen, seine Auslöschschiefe $c/n\gamma$ beträgt ca. 50^0, sie nimmt nach außen hin stark zu. Manche Individuen lassen noch eine schmale blaßgrüne Randzone erkennen, in der der Winkel $c/n\gamma$ bereits 65^0 beträgt, also jedenfalls schon einem Aegirinaugit entspricht.

Die farblosen bis schwach gelblichen Olivinkörner zeigen etwas bessere Kristallumrisse. Ihre Ausscheidung aus der Schmelze mag etwa gleichzeitig mit der der Plagioklase erfolgt sein.

Große Eisenerzkörner dieses Gesteins lassen eine eigenartige eutektisch verzahmte Verwachsung mit dem Plagioklas erkennen, in der Weise jedoch, daß zwischen Erz und Plagioklaslappen stets ein schmaler Saum einer bräunlichen isotropen Glassubstanz zu beobachten ist.

Dieser Essexitgabbro erwies sich trotz seiner großen Porosität als durchaus frisch und ergab brauchbare Analysenwerte.

Analyse Nr. 12. Miarolithischer Essexitgabbro vom Pico-Gipfel auf Pico.

Analytiker: P. Esenwein. Schliff 89.

SiO_2	45.87	764	764	si = 107	
TiO_2	4.02	50		al = 24	Magma:
Al_2O_3	17.66	173	173	fm = 39	essexit-
Fe_2O_3	3.87	24		c = 27	gabbroid
FeO	7.15	99		alk = 10	
MnO	0.16	2	275	k = 0.22	
MgO	5.05	126		mg 0.46	
CaO	11.09	195	195	c/fm = 0.71	
Na_2O	3.47	56		ti = 7	
K_2O	1.47	16	72	p = 0.3	
H_2O+	0.22		715		Ls = 0.82
H_2O-	0.15				Fs = 0.48
P_2O_5	0.25	1.8		$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.59$	Qs = —0.30
	100.43				

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Essexitgabbro, Pico-Pico, Azoren	107	24	39	27	10	0.22	0.46
Essexitdiabas, Madeira.....	102	27	37	27	9	0.18	0.44
Essexitgabbro, Tofteholmen, Kristiania..	116	23.5	42.5	24.5	9.5	0.30	0.38
Typus des essexitgabbroiden Magmas (Niggli)	105	23	43	24	10	0.25	0.45

Vereinzelte Plagioklasbasalte der Azoren unterscheiden sich von den übrigen durch relativ Albit-reichen Plagioklas. Diese Gesteine würden also an eine direkte Verbindung mit den Plagioklas-Trachyten denken lassen, doch sind sie in bezug auf Mineralbestand und Chemismus noch so nahe mit den übrigen Plagioklasbasalten verwandt, daß sie unbedingt zu diesen gezählt werden müssen.

Ein solcher Basalt stammt von Sta. Barbara auf Terceira. Er gleicht makroskopisch durchaus den hellen, besonders auf S. Jorge weit verbreiteten Plagioklasbasalten, seine Grundmasse hat einen etwas rötlichen Ton. Er ist stark durchsetzt von farblosen, glasigen Plagioklastafeln, die bis 8 mm groß sein können.

Im Dünnschliff lassen sich diese Plagioklaseinsprenglinge genauer bestimmen. Es sind nach (010) tafelige Kristalle, zonar struiert, der Kern besteht vorwiegend aus Labrador, der randlich in Andesin-Oligklas übergeht. In polarisiertem Licht zerfallen die Plagioklase in ein System von schmalen Zwillingslamellen, die nach dem Albit- und Periklingesetz verwachsen sind.

Die Grundmasse hat intersertale Struktur. Sie ist relativ hell und setzt sich aus Plagioklasleistchen (Oligoklas-Andesin), nahezu farblosen Augitkriställchen und ganz vereinzelten Olivinkörnern zusammen. Akzessorien sind Magnetit, Ilmenit und feine Apatitnädelchen.

Die Zwickel der Grundmasseplagioklase sind durch eine schwach rötlich-braune Glasbasis ausgefüllt.

Analyse Nr. 7. Plagioklasbasalt von Sta. Barbara, Terceira.

Analytiker: P. Esenwein. Schliff 165.

SiO_2	50.52	838	838	si = 133	
TiO_2	2.97	37		al = 27	
Al_2O_3	17.25	169	169	fm = 35	Magma:
Fe_2O_3	6.21	39		c = 26	Essexit-
FeO	4.03	56	217	alk = 12	gabbroid
MnO	0.20	3		k = 0.22	(Übergang)
MgO	3.21	80		mg = 0.34	
CaO	9.14	163	163	c/fm = 0.75	
Na_2O	3.54	57		ti = 6	
K_2O	1.65	17	74	p = 0.7	
H_2O+	0.48		623		
H_2O-	0.12			$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.61$	Ls = 0.77
P_2O_5	0.64	4.5			Fs = 0.34
					Qs = —0.12
	99.96				

Das Magma dieses Plagioklasbasalts muß trotz seines hohen si noch als essexitgabbroid bezeichnet werden, obschon sich seine Werte merklich dem essexitischen Chemismus nähern. Eine Gegenüberstellung der Werte des Plagioklasbasalts mit denen der Normaltypen „essexitgabbroid" und „essexitisch" läßt seine Zuordnung am besten erkennen:

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Plagioklasbasalt Terceira, Azoren....	133	27	35	26	12	0.22	0.34
Hornbl.-Biot.-Gabbro, Liadouse, Cantal	116	25	36	26.5	12.5	0.30	0.50
Teschenit, Blauendorf, Schlesien	102	27	37	25	11	0.29	0.37
„Essexitgabbroides Magma" (Niggli) ...	105	23	43	24	10	0.25	0.45
„Essexitisches" Magma (Niggli)	130	30	30	20	20	0.25	0.30

Die eigentlichen, besonders auf der Insel S. Jorge sehr häufigen Plagioklasbasalte sind vorwiegend dichte, hellgraue Gesteine. Durch ihre zahlreichen großen Plagioklaseinsprenglinge unterscheiden sie sich makroskopisch deutlich von allen andern Basalten.

Der Mineralbestand dieser Gesteine setzt sich aus sehr viel Plagioklas, basaltischem Augit und nur wenig Olivin zusammen. Häufigste Akzessorien sind: Magnetit, Ilmenit und wechselnder Gehalt an Apatit. In einigen besonders hellen Plagioklasbasalten von Faja S. João, S. Jorge sind die Einsprenglingsplagioklase so groß und zahlreich, daß der Grundmasse nurmehr die Stellung eines Bindemittels für diese großen Kristalle zukommt. Der Plagioklasanteil kann über 50% des ganzen Gesteins ausmachen.

Diese Einsprenglingsplagioklase sind idiomorph ausgebildet und zeigen vorwiegend isometrischen Habitus. Sie sind stets deutlich zonar struiert mit nach außen zunehmendem Gehalt an Albit. In der Regel besteht der Kern aus einem Bytownit von der Zusammensetzung 70—80 % An, die Randzone ist bedeutend Ab-reicher, sie enthält oft nur noch 35 % An, entspricht also der Zusammensetzung des Andesins. Diese Randzone ist sehr oft reich an Einschlüssen von Grundmassegemengteilen.

In den dunkleren Plagioklasbasalten gesellt sich zum Plagioklas auch basaltischer Augit als Einsprengling. Er ist stets idiomorph in kurzsäuliger Ausbildung und erscheint unter dem Mikroskop fast farblos mit einem Stich ins Graubraune. Sehr oft ist polysynthetische Zwillingsbildung nach (100) zu erkennen. Achsendispersion und Sanduhrformen deuten auf seinen relativ hohen Titangehalt.

Die Grundmasse der Plagioklasbasalte ist ziemlich hell, ihre Struktur gewöhnlich ophitisch körnig oder intersertal. Plagioklasleistchen von der Zusammensetzung der

Randzone der Einsprenglinge, längliche Augitmikrolithen und ziemlich zahlreiche Erzkörner sind ihre Hauptbestandteile, Olivin nimmt in diesen hellen Plagioklasbasalten nur eine ganz untergeordnete Stellung ein.

Plagioklasbasalte mit reichlich glas-führender Grundmasse sind relativ selten (Schliffe 95, 75, 3). Sie enthalten ebenfalls Einsprenglinge von zonar struiertem Plagioklas und gewöhnlich auch solche von basaltischem Augit. Ihre Grundmasse ist intersertal. Zwischen den Plagioklasleistchen und vereinzelten Olivin- und Augitkörnern, die alle relativ idiomorph entwickelt sind, ist eine trübe, farblose bis graubraune Glasbasis eingelassen.

Sehr glasreiche Plagioklasbasalte sind seltener (Schliff 36). Sie enthalten nur noch vereinzelte kleine Plagioklaseinsprenglinge (fast ohne Zonarstruktur), die vorwiegend etwas leistenförmig nach (010) ausgebildet sind und sehr oft ausgefranste Enden besitzen. Diese Kristalle liegen in einer meist recht dunklen, an Blasen und Erzeinschlüssen reichen Glasmasse, aus der vereinzelte zierliche Plagioklasmikrolithen und wenige Olivinkörnchen aufleuchten.

Der Chemismus der Plagioklasbasalte wechselt naturgemäß recht stark mit der Zusammensetzung und der Quantität des enthaltenen Plagioklases. Ein besonders plagioklasreicher Basalt, der zu über 60 Volum-% aus Plagioklas besteht, wurde analysiert.

Analyse Nr. 8. Plagioklasbasalt von Fajã S. João, S. Jorge.

Analytiker: P. Esenwein.					Schliff 76.
SiO_2 47.56	793	793	si = 117		
TiO_2 3.25	41		al = 29.5		
Al_2O_3 20.36	200	200	fm = 20		Magma: ossipit-gabbroid
Fe_2O_3 3.33	21		c = 32		
FeO 5.79	80	203.5	alk = 8.5		
MnO 0.14	2		k = 0.20		
MgO 3.18	79.5	216	mg = 0.39		
CaO 12.09	216		c/fm = 1.07		
Na_2O 2.76	44.5		ti = 6		
K_2O 1.07	11	55.5	p = 0.3		
H_2O+ 0.35		675			
H_2O- 0.19			$\frac{2\ alk}{al+alk}$ = 0.42		Ls = 0.79
P_2O_5 0.41	2.5				Fs = 0.34
					Qs = —0.13
100.48					

Der ausnehmend hohe Plagioklasgehalt dieses Gesteins entfernt sein Magma merklich von dem sonst für diese Gruppe kennzeichnenden essexitgabbroiden Chemismus; es ist als ossipitgabbroid zu bezeichnen.

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Plagioklasbasalt, Faja S. João, S. Jorge, Azoren	117	29.5	30	32	8.5	0.20	0.39
Ossipitgabbro, Breitelch, Odenwald	119	32.5	27.5	32	8	0.05	0.62
Olivin-Dolerit, Rabbit Spring Goldfield Nev.	123	32	29	29	10	0.22	0.44
„Ossipitabbroides Magma" (Niggli)	110	28.5	34.5	28.5	8.5	0.12	0.60

Die folgende Analyse ist die eines typischen Plagioklasbasalts von S. Antonio auf S. Jorge. Dieses Gestein enthält auch fast ausschließlich Plagioklas als Einsprengling. (Kern: Bytownit ca 75 % An, Randzone Andesin 35 % An), doch seine Grundmasse ist schon sehr reich an dunklen Gemengteilen, insbesondere sind Magnetit und Ilmenit stark vertreten.

Analyse Nr. 10. Plagioklasbasalt v. S. Antonio, S. Jorge.

Analytiker: P. Esenwein.

SiO_2	46.78	778	778	si = 111	
TiO_2	3.93	49		al = 20.5	
Al_2O_3	14.84	144	144	fm = 45.5	
Fe_2O_3	6.23	39		c = 24	Magma: essexit-gabbroid
FeO	7.38	102	322	alk = 10	
MnO	0.18	2		k = 0.23	
MgO	5.61	140		mg = 0.43	
CaO	9.66	172	172	c/fm = 0.53	
Na_2O	3.24	52		ti = 7	
K_2O	1.56	16	68	p = 0.4	
H_2O+	0.13		706	$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.67$	Ls = 0.72
H_2O-	—				Fs = 0.54
P_2O_5	0.40	3			Qs = —0.26
	99.89				

Dieser Plagioklasbasalt hat nun im Vergleich mit den vorhergehenden bedeutend niederere al — und c — Werte, dafür ist fm angestiegen, entsprechend dem kleinern Gehalt an Plagioklas. Sein Magma ist als essexitgabbroid zu bezeichnen.

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Plagioklasbasalt, S. Antonio, S. Jorge, Azoren	111	20.5	45.5	24	10	0.23	0.43
Essexitgabbro, Tofteholmen Kristiania ..	116	23.5	42.5	24.5	9.5	0.30	0.38
Essexitgabbro, Mt. Belknap N. H.	103	22.5	44.5	24	9	0.25	0.40
„Essexitgabbroides Magma" (Niggli)	105	23	43	24	10	0.25	0.45

Ein Plagioklasbasalt von Bandeiras auf Pico zeigt im Gegensatz zu der sonst ausgesprochen massigen Textur dieser Gesteine sehr poröse, ja fast schaumige Ausbildung.

Analyse Nr. 9. Plagioklasbasalt von Bandeiras, Pico.

Analytiker: P. Esenwein. Schliff 95.

SiO_2	48.01	800	800	si = 112	
TiO_2	3.28	41			
Al_2O_3	14.45	142	142	al = 20	
Fe_2O_3	6.27	39		fm = 45	
FeO	5.62	78		c = 28	Magma: essexit-gabbroid
MnO	0.19	2	317	alk = 7	
MgO	6.35	159		k = 0 18	
CaO	11.35	202	202	mg = 0.50	
Na_2O	2.58	42		c/fm = 0.63	
K_2O	0.86	9	51	ti = 6	
H_2O+	0.30			p = 0.4	
H_2O-	0.06		712		Ls = 0.61
P_2O_5	0.51	3		$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.52$	Fs = 0.53
CO_2	—				Qs = —0.14
	99.81				

Makroskopisch fallen seine eigenartigen sternförmigen Plagioklasleistenbündel, die in einer dunkeln feinkörnigen Grundmasse liegen, auf. Bei genauer Betrachtung sind daneben auch noch einige Augit- und Olivineinsprenglinge zu erkennen.

Im Dünnschliff ließen sich diese divergent-strahligen Plagioklasbündel als willkürliche Durchwachsungen von nach (010) tafelig bis leistenförmigen Einzelkristallen identifizieren, die sich wiederum aus polysynthetischen Zwillingen nach dem Albitgesetz zusammensetzen. Sie sind nur wenig zonar gebaut, ihr Chemismus ist der eines Labradors mit 65 % An. Augit- und Olivineinsprenglinge sind wesentlich kleiner als die Plagioklaseinsprenglinge, beide sind jedoch in diesem Gestein schon recht zahlreich vertreten.

Die Grundmasse dieses Plagioklasbasaltes hat intersertale Struktur. Sie besteht aus Plagioklas, farblosem basaltischen Augit und Olivin, letzterer ist ebenfalls farblos. In den Zwickeln dieser größtenteils leistenförmigen Kristalle ist ziemlich viel farblose, durch Blaseneinschlüsse getrübte Glasbasis enthalten. Magnetit, Ilmenit und Apatit sind ziemlich reichlich vorhanden.

Es resultiert auch für diesen Plagioklasbasalt ein essexitgabbroides Magma, es weicht vom Normalmagma „essexitgabbroid" durch höheres c und fm, niedreres al und alk ab. Auch si ist wenig höher.

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Plagioklasbasalt, Bandeiras, Pico, Azoren	112	20	45	28	7	0.18	0.50
Essexitdiabas, Madeira	102	22	42	27	9	0.18	0.44
Norit, Prospect Hill, Conn.	114	21,5	45.5	26	7	0.16	0.63
„Essexitgabbroides Magma" (Niggli) ...	105	23	43	24	10	0.25	0.45
„Normalgabbroides Magma" (Niggli) ...	108	21	52	21	6	0.20	0.55

2. OLIVINBASALTE.

Diese Basaltgruppe unterscheidet sich von der vorherbeschriebenen durch einen wesentlich kleineren Plagioklasgehalt. Es sind aber in der Grundmasse dieser Gesteine noch so viel Kalknatronfeldspäte enthalten, daß die Bezeichnung Pikrite nicht angebracht wäre.

Olivinbasalte gehören anscheinend der am häufigsten auftretenden Gesteinsart der Azoren an.

Nach den vorhandenen Analysen zu schließen, sind es Gesteine, die alle einander in

bezug auf Chemismus und Mineralbestand sehr ähnlich sind. Ihre Strukturen jedoch weichen oft stark voneinander ab.

Recht häufig sind glasführende oder auch sehr glasreiche Olivinbasalte. Andere sind holokristallin, aber sehr feinkörnig und enthalten nur vereinzelte große Olivin- und Augiteinsprenglinge. Zwei der mir vorliegenden Handstücke bestehen fast nur aus großen Augit- und Olivineinsprenglingen, die Grundmasse macht nur noch einen kleinen Teil des ganzen Gesteins aus. Diese Varietät wurde als Olivindolerit bezeichnet.

Die sehr feinkörnigen, glasreichen Basalte haben durchwegs außerordentlich frisches Aussehen und scheinen auf den Azoren allgemeine Verbreitung zu besitzen. Es sind vorwiegend graue bis fast schwarze Gesteine mit fettartigem Glanz auf den Bruchflächen. Oft sind sie reich an Poren und Blasenhohlräumen. Makroskopisch sind in diesen Gesteinen gewöhnlich nur kleine, gelblich-grüne Olivineinsprenglinge zu erkennen.

Bei mikroskopischer Betrachtung bleibt bei gekreuzten Nicols fast das ganze Gesichtsfeld bis auf die spärlichen Olivineinsprenglinge dunkel. Sehr oft sind aber daneben auch noch winzige, unbestimmbare nadelförmige Mikrolithen in der Grundmasse zu unterscheiden. Eigentliche Entglasungserscheinungen, Sphärolithbildungen usw. sind in diesen Hyalobasalten ganz selten zu beobachten.

Häufiger als diese Hyalobasalte scheinen auf den Azoren Basalte mit intersertaler Struktur der Grundmasse zu sein. Die Einsprenglinge, die hier schon bedeutend größer sein können als in den Hyalobasalten, bestehen wiederum fast ausschließlich aus Olivin, doch sind nun auch schon vereinzelte kleine Individuen von basaltischem Augit zu den Frühausscheidungen des Magmas zu rechnen. Für diese glasführenden Olivinbasalte scheint eine eigenartige Ausbildung der Olivineinsprenglinge charakteristisch zu sein: Es treten hier die sogenannten Kristallskelette auf, die im Abschnitt „Gesteinskomponenten" beschrieben wurden. Die etwas spärlicheren Augiteinsprenglinge sind zumeist farblos oder leicht graubraun getönt, sie sind stets etwas in Richtung der c-Achse gestreckt und zeigen Neigung, zu kleinen Knäueln zusammenzutreten. Oft sind einander vielfach durchkreuzende Augitmikrolithen zu erkennen. Nichtorientierte Schnitte zeigen unvollständiges, fleckiges Auslöschen. Sanduhrförmige Felderteilung ist sehr häufig anzutreffen. Die Doppelbrechung dieser Augite ist ziemlich hoch, ihre Auslöschungsschiefe $c/n\gamma$ beträgt 45—47°. Rötlich-violette Töne, die auf besonders hohen Titangehalt schließen lassen, sind in diesen Gesteinen selten.

Die Struktur der Grundmasse ist intersertal. Die zuerst ausgeschiedenen Plagioklasmikrolithen sind leistenförmig geschnitten. Nach den nur geringen maximalen Auslöschschiefen symmetrisch zur Leistenlängsrichtung zu schließen, dürfte hier Plagioklas mit nicht sehr großem Anorthitgehalt vorliegen. (Andesin bis saurer Labrador.) Der Augit

der Grundmasse ist ebenfalls noch relativ idiomorph, kurzleistenförmig ausgebildet; er ist farblos bis schwach graubraun getönt. Auch Olivin ist in der 2. Generation noch ziemlich reichlich vorhanden, es sind dies rundliche Körner ohne erkennbare Kristallformen. An Akzessorien sind reichlich Magnetit und nur ganz spärlich Apatit zu beobachten.

Die holokristallin-feinkörnigen Basalte sind zumeist dunkelgrau bis tiefschwarz. Es sind massige, sehr zähe Gesteine, ohne Blasenhohlräume. Sie gehören zu den häufigsten Gesteinen auf Corvo und Sta. Maria.

An Einsprenglingen sind in diesen Gesteinen zu erkennen: Olivin und Augit. Der Olivin kann, wie in den Basalten von Pesqueiro alto auf Corvo sehr groß werden (bis 1 cm). Er ist dann vorwiegend glasig, durchsichtig mit hellgrüner Farbe. In den Olivinbasalten von Sta. Maria und vom Riff Formigas sind die Olivineinsprenglinge nur klein und anscheinend schon stark zersetzt: sie sind in Form von ca. 1 mm großen gelbbraunen Körnchen in dem stark tonig riechenden Gestein eingeschlossen. Ebenso schwankt die Größe der Augiteinsprenglinge: in den Basalten von Corvo sind nur ganz vereinzelte, aber bis 1 cm große, gedrungene Augitkristalle enthalten; das Gestein vom Riff Formigas läßt makroskopisch zahlreiche kleine zierliche Pyroxene erkennen. In vielen Olivinbasalten von Sta. Maria fehlen die Augiteinsprenglinge ganz.

Einsprenglinge von Plagioklas sind in den feinkörnigen Olivinbasalten sehr selten und dann nur ganz klein ausgebildet. Keines des Handstücke von Sta. Maria läßt irgend welche Plagiokl.-Einsprenglinge erkennen.

Unter dem Mikroskop erweisen sich diese feinkörnigen Olivinbasalte als sehr reich an dunklen Gemengteilen.

Die Olivineinsprenglinge sind relativ idiomorph und nun im Gegensatz zu den glasführenden Olivinbasalten vorwiegend isometrisch ausgebildet; Olivinskelette sind in diesen Gesteinen nicht zu beobachten. Sehr oft sind die Schnitte der Olivineinsprenglinge vollkommen farblos und frisch. Genauere Untersuchungen ergaben, daß stets zonar struierte Olivine vorliegen mit nach außen zunehmendem Eisengehalt. Die Basalte von Sta. Maria enthalten mit wenigen Ausnahmen (Schliff 198, 202) die schon beschriebenen Olivinpseudomorphosen des gelbbraunen Minerals. Meist sind sie nur als nach außen hin scharf begrenzte Zonen im sonst farblosen Olivin zu erkennen, kleinere Einsprenglinge sind vollständig gelb oder gelbbraun gefärbt. Zwei andere Gesteine von der Caes Grotte, Pico zeigen abweichend von diesen Erscheinungen große Olivineinsprenglinge, die von Magnetit-Aggregaten dendritenförmig von den Spaltrissen aus durchsetzt sind. Der Olivineinsprengling erscheint dann im Schliff fast vollkommen schwarz, nur einzelne Stellen lassen noch farblose Olivinsubstanz mit normaler Doppelbrechung durchscheinen. Diese beiden Gesteine scheinen von heißen Dämpfen (Fumarolen) durchdrungen worden zu sein.

Analysen von feinkörnigen Olivinbasalten:

Analyse Nr. 15: Olivinbasalt von Pesqueiro alto, Corvo.

Analytiker: P. Esenwein. Schliff 122.

SiO_2	45.58	760	760	si = 90	Magma: essexit-gabbroid bis normalgabbroid
TiO_2	2.67	33			
Al_2O_3	13.89	136	136	al = 16	
Fe_2O_3	2.55	16		fm = 48	
FeO	6.60	92		c = 30	
MnO	0.17	2	406	alk = 6	
MgO	10.53	263		k = 0.16	
CaO	14.03	250	250	mg = 0.64	
Na_2O	2.35	38		c/fm = 0.61	Ls = 0.62
K_2O	0.77	8	49	ti = 4	Fs = 0.76
H_2O+	0.06			p = 0.1	Qs = —0.38
$H_2O—$	0.04		841		
P_2O_5	0.11			$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.54$	
	100.28				

Analyse Nr. 13. Olivinbasalt von Figueiral, Sta. Maria.

Analytiker: P. Esenwein. Schliff 193.

SiO_2	42.53	705	705	si = 93	Magma: essexit-gabbroid bis normalgabbroid
TiO_2	2.96	37			
Al_2O_3	13.65	133.5	133.5	al = 17.5	
Fe_2O_3	5.64	35		fm = 47.5	
FeO	6.43	89.5	361	c = 25.5	
MnO	0.24	3.5		alk = 9.5	
MgO	7.96	197.5		k = 0.20	
CaO	10.82	193	193	mg = 0.55	
Na_2O	4.17	67		c/fm = 0.53	Ls = 0.78
K_2O	1.37	14.5	71.5	ti = 5	Fs = 0.70
H_2O+	1.90			p = 1	Qs = —0.48
$H_2O—$	1.56		759		
P_2O_5	0.82	6		$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.51$	
	100.05				

Zwei ältere Analysen von Azorenbasalten, die von C. v. John (lit. 25) untersucht wurden, schließen sich eng an diese beiden Gesteine an. Es sind:

Analyse Nr. 16. Basalt von Punta Delgada, S. Miguel.

Analytiker: C. v. John.

SiO_2	44.06	734	734	si = 87	Magma: normalgabbroid mit niedrigem si.
TiO_2	1.80	23			
Al_2O_3	15.10	148	148	al = 17.5	
Fe_2O_3	5.23	32		fm = 50.5	
FeO	7.93	110	425	c = 26.5	
MnO	0.36	5		alk = 5.5	
MgO	9.84	246		k = 0.22	
CaO	12.56	224	224	mg = 0.58	
Na_2O	2.20	35	45		
K_2O	0.93	10		c/fm = 0.52	Ls = 0.62
H_2O+ / H_2O-	0.30		842	ti = 3	Fs = 0.71
				p = 0.5	Qs = —0.33
P_2O_5	0.53	4		$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.44$	
	100.84				

Analyse Nr. 14. Basalt von Punta Delgada, S. Miguel.

Analytiker: C. v. John.

SiO_2	45.30	755	755	si = 91.5	Magma: normal-gabbroid
TiO_2	2.50	31			
Al_2O_3	13.40	131	131	al = 16	
Fe_2O_3	7.25	45		fm = 57	
FeO	6.26	87	470	c = 22.5	
MnO	0.34	5		alk = 4.5	
MgO	11.53	288		k = 0.05	
CaO	10.34	185	185	mg = 0.61	
Na_2O	2.17	37			
K_2O	0.23	2	39	c/fm = 0.40	Ls = 0.56
H_2O- / H_2O+	0.18		825	ti = 8.5	Fs = 0.73
				p = 0.4	Qs = —0.29
P_2O_5	0.39	3		$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.44$	
	99.89				

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Olivinbasalt, Figueiral, Sta. Maria, Azoren	93	17.5	47.5	25.5	9.5	0.20	0.55
Olivinbasalt, Punta Delgada, S. Miguel, Azoren	91.5	16	57	22.5	4.5	0.05	0.61
Olivinbasalt, Pesqueiro alto, Corvo, Azoren	90	16	48	30	6	0.16	0.64
Olivinbasalt, Punta Delgada, S. Miguel, Azoren	87	17.5	50.5	26.5	5.5	0.22	0.58
Gabbronorit, Lincoln Pond, N. Y. Y. . .	101	16.5	51.5	25	7	0.20	0.66
„Essexitdiabas" Almandrero, Madeira .	87	15	57	24	4	0.22	0.67
„Normalgabbroid. Magma" (Niggli) . . .	108	21	52	21	6	0.20	0.55

Die Augiteinsprenglinge dieser feinkörnigen Olivinbasalte sind stets idiomorph, zeigen aber selten die sonst charakteristische kurzsäulige Form, sie sind eher isometrisch ausgebildet. Im Dünnschliff kommt die prismatische Spaltbarkeit besonders gut zum Ausdruck.

Dieser Augit ist farblos bis schwach graubraun getönt, er besitzt ziemlich hohe Doppelbrechung und zeigt Auslöschungsschiefen von 45—50°.

Die Grundmasse dieser feinkörnigen Olivinbasalte ist sehr reich an dunklen Gemengteilen. In diesen Gesteinen fehlt nun die Glasfüllmasse zwischen den Mikrolithen. Die Struktur ist ophitisch körnig. Die Plagioklasleisten sind als frühausscheidende Komponenten relativ idiomorph ausgebildet, aber auch die Augitmikrolithen lassen noch recht gut die gedrungene kurzsäulige Form erkennen. Olivin gehört zu den erstausscheidenden Gemengteilen der Grundmasse, er besteht jedoch fast ausschließlich aus rundlich begrenzten Körnern; deutliche Kristallformen, wie sie oft an den Einsprenglingen dieser Gesteine zu sehen sind, können in der Grundmasse nicht mehr beobachtet werden. Vereinzelte dieser Olivinbasalte lassen in der Grundmasse neben dem Plagioklas noch einen, allerdings nur spärlich vorhandenen, Feldspat erkennen, der als letzte Ausscheidung des Magmas anzusprechen ist. Nach seinem niederen Relief und der niederen Doppelbrechung zu schließen, dürfte es sich dabei um Kalifeldspat handeln, doch ist dieses Mineral nicht häufig anzutreffen und in Dimensionen ausgebildet, die eine genauere Untersuchung nicht zulassen. Magnetit und Ilmenit bilden einen wichtigen Bestandteil der Grundmasse dieser feinkörnigen Olivinbasalte, sie erklären auch den recht hohen Eisengehalt dieser Gesteine. (siehe Analysen).

Die beiden ersten Basaltanalysen No. 13 und No. 15 ergeben gut übereinstimmende Werte. No. 15 hat etwas höheres c, dafür kleineres alk als No. 13, sein Grundmasseplagioklas ist also bedeutend kalkreicher. No. 14 ergibt sehr ähnlichen Chemismus wie diese beiden neu analysierten Gesteine, sein fm ist wenig höher. No. 16 unterscheidet sich von diesen drei Analysen durch merklich höheres fm, al ist gleichgeblieben, alk und besonders c aber kleiner als die der 3 andern Olivinbasalte. Die Magmen der beiden Olivinbasalte No. 15 und No. 13 sind von den Niggli'schen Normaltypen „essexitgabbroid" und „normalgabbroid" etwa gleich weit entfernt; No. 14 steht dem normalgabbroiden; No. 16 dem hornblenditischen Magma etwas näher. Alle 4 Olivinbasalte aber unterscheiden sich von diesen Normalmagmen durch wesentlich niederere si- und al- und merklich höhere c-Werte.

Es ist noch zu erwähnen, daß die Analyse No. 13 des Olivinbasaltes von Figueiral, Sta. Maria im Gegensatz zu allen andern untersuchten Azorengesteinen einen relativ sehr hohen Wassergehalt aufweist.

Der hohe Gehalt an H_2O+ (1.90 Gew. %) muß den Olivinpseudomorphosen (gelbbraunes Mineral) zugeschrieben werden, es sind keine andern wasserhaltigen Gesteinskomponenten zugegen. Das gelbbraune Mineral ist aber gerade in diesen Olivinbasalten von Sta. Maria (und in dem Gestein vom Riff Formigas) sehr häufig und relativ groß ausgebildet. Der hohe Gehalt an H_2O- (1.56 %), also an Gesteinsfeuchtigkeit, der allen andern analysierten Azorengesteinen fehlt, ist möglicherweise mit dem Vorhandensein von marinen Sedimenten einzig auf Sta. Maria in Zusammenhang zu bringen. Die meisten Basalte dieser Insel haben jedenfalls längere Zeit unter Meeresniveau gelegen, möglicherweise sind sie sogar submarin erstarrt.

Die femischsten Gesteine der Azoren sind die schon erwähnten Einsprenglingsreichen Olivindolerite, die bereits Hartung und Mügge aus diesem Gebiet schon bekannt waren. Es sind Olivinbasalte, die zu mehr als 50 % aus großen Augit- und Olivineinsprenglingen bestehen, die dem Gestein ein grobkörniges, doleritisches Aussehen verleihen. Sie scheinen mit den von Lehmann (lit. 28) als Atlantit und den von Gagel (lit. 17) als Madeirit bezeichneten Gesteinen weitgehend übereinzustimmen.

Diese Dolerite gehören anscheinend zu den weniger verbreiteten Gesteinen der Azoren, in meinem Besitz sind nur 2 Handstücke, eines von Fayal d'Agua auf S. Miguel (Schliff 27) und eines von Narir do Ferro auf Pico (Schliff 90). Das erste ist sehr kompakt, das andere stark von Blasenhohlräumen durchsetzt; in bezug auf Struktur und Mineralbestand stimmen beide Gesteine überein.

Ihre Struktur ist holokristallin porphyrisch.

Die Einsprenglinge von Augit und Olivin ließen sich aus dem Gestein von Fayal d'Agua isolieren; ihre optischen Eigenschaften und ihr Chemismus wurden im Abschnitt „Gesteinskomponenten" besprochen.

Die Grundmasse beider Olivindolerite ist ophitisch körnig. Plagioklas, Augit und Olivin sind neben reichlich Magnetit ihre Hauptkomponenten. In dem Dolerit von Fayal d'Agua sind die Augitmikrolithen, obschon sie zu den spät ausscheidenden Komponenten gehören, idiomorph, dafür sind in den Zwickeln kleine xenomorphe Feldspatfetzchen zu erkennen. Nach der niederen Lichtbrechung und dem ungewohnt hohen Kaligehalt des Gesteins zu schließen, handelt es sich jedenfalls um Kalifeldspat. Die Grundmasse des Gesteins von Pico ist etwas grobkörniger, die mittlere Größe ihrer Komponenten mag 0.1 mm betragen. Hier handelt es sich um rein ophitische Struktur. Der Kalifeldspat fehlt ganz. Der Augit ist letzte Kristallisationsphase, er zeigt nur die Umrisse der ihn einschließenden Plagioklasleisten. Olivin und Magnetit sind ebenfalls reichlich in der Grundmasse vertreten.

Analyse Nr. 17. Olivindolerit von Fayal d'Agua, S. Miguel.

Analytiker: P. Esenwein. Schliff 27.

SiO_2	45.68	761	761	si = 86.5	Magma: hornblenditisch
TiO_2	1.77	22			
Al_2O_3	8.90	87	87	al = 10	
Fe_2O_3	4.80	30		fm = 59	
FeO	7.84	109		c = 25.5	
MnO	0.17	2	519	alk = 5.5	
MgO	13.92	348			
CaO	12.63	226	226	k = 0.45	
Na_2O	1.69	27	49	mg = 0.67	Ls = 0.51
K_2O	2.07	22			Fs = 0.92
H_2O+	0.35		881	c/fm = 0.44	Qs = —0.43
$H_2O—$	0.18			ti = 2.5	
P_2O_5	0.47	3		p = 0.3	
				$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.70$	
	100.47				

Das Magma dieses Olivindolerits ist hornblenditisch, es weicht durch etwas kleineres al und höheres c von diesem Normaltyp ab.

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
„hornblenditisches Magma" (Niggli)	80	15	60	20	5	0.25	0.65
Olivindolerit, Fayal d'Agua, S. Miguel ..	86.5	10	59	25.5	5.5	0.45	0.67
Anamesit Punta Delgada.....	76	12.5	61	21	5	0.16	0.74
Madeirit Madeira.....	87	15	57	24	4	0.22	0.67

Im Vergleich mit den Analysen der normalen Azoren-Olivinbasalte zeigt der Olivin-Dolerit hauptsächlich Abnahme von al und Zunahme von fm, das Gestein ist reicher an Augit und Olivin als die übrigen Olivinbasalte.

Neben den schon angeführten Basaltanalysen von S. Miguel gibt C. v. John die Analyse eines Anamesites, der in bezug auf Chemismus, wie auch auf Mineralbestand recht gut mit diesem Olivindolerit übereinstimmt. Leider ergibt diese Analyse eine zu hohe Summe, sodaß ihre Einzelwerte nicht ganz zuverlässig sind, doch mag sie der Vervollständigung halber hier angeführt sein:

Analyse Nr. 20. Anamesit von Punta Delgada, S. Miguel.

Analytiker: C. v. John.

SiO_2	46.20	770	770	si = 76	Magma: horn-blenditisch
TiO_2	2.18	128		al = 12.5	
Al_2O_3	13.40	131	131	fm = 61.5	
Fe_2O	4.00	25		c = 21	
FeO	8.56	119	645	alk = 5	
MnO	0.28	3			
MgO	18.92	473		k = 0.16	
CaO	12.24	218	218	mg = 0.74	
Na_2O	2.82	45			
K_2O	0.48	5	50	c/fm = 0.34	
H_2O+ / H_2O-	0.18		1044	ti = 2.7	
				p = 0.4	
P_2O_5	0.53	4			
	101.79				

C. ÜBRIGE GESTEINE.

Mügge bemerkt in seiner petrographischen Beschreibung der Gesteine von S. Miguel und Faial: „Es muß als besonders charakteristisch für die Gesteine von S. Miguel und Faial betrachtet werden, daß dieser Übergang von trachytischen in andesitische und basaltische Gesteine sich außerordentlich allmählich und zwar sowohl durch Olivin-freie wie Olivin-führende Gesteine vollzieht." Dieser Auffassung kann ich, nach dem mir zu Verfügung stehenden Material zu schließen, nicht ganz beistimmen. Meiner Ansicht nach sind wirkliche Bindeglieder zwischen den Plagioklastrachyten und Basalten auf den Azoren seltene Gesteine. Übergänge zwischen eigentlichen Trachyten und Plagioklastrachyten einerseits und zwischen hellen, Plagioklas-reichen Basalten und sehr Olivin-reichen Basalten anderseits sind sehr zahlreich, ja, vielleicht häufiger noch als die typischen Vertreter dieser einzelnen Gesteinsgruppen. Doch sind Übergangsgesteine, die wirklich zwischen Plagioklasbasalten und Plagioklastrachyten stehen, nur sehr spärlich und gehören vermutlich nicht zu den weitverbreiteten Ergußgesteinen der Azoren.

Hartung, der ebenfalls der Ansicht war, daß diese Übergänge auf den Azoren sehr zahlreich seien, ließ sich offenbar durch die oft glasig-frischen Plagioklaseinsprenglinge mancher Basalte irreleiten, die er für Sanidin hielt; einen Irrtum, auf den schon Mügge in seiner etwas später erscheinenden Arbeit hinwies. Und dann stützten Hartung und vermutlich auch Mügge ihre Ansicht zum großen Teil auf die Gesteinsanalysen, die Hartung in Bunsens Laboratorium anfertigen ließ. Folgende Übersichtstabelle (Tab.2) aus Hartungs Monographie möge darüber orientieren:

Tab. 2.

	Basaltische Laven				Trachydoleritische Laven				Trachytische Laven			
SiO_2	47.0	47.9	49.0	49.7	51.4	53.1	55.8	56.5	62.6	62.9	65.5	65.8
Al_2O_3	14.6	14.6	7.4	14.0	14.0	21.8	19.1	17.0	17.6	12.0	18.1	16.5
$FeO+Fe_2O_3$	12.8	14.1	17.6	15.4	8.1	10.2	10.7	10.8	7.4	12.9	4.4	6.0
CaO	12.4	10.1	12.7	11.5	12.0	5.7	4.9	6.7	2.7	2.5	1.8	1.1
MgO	7.6	7.8	10.1	5.6	7.1	2.5	3.3	3.7	0.8	1.4	1.0	0.6
K_2O	4.3	1.4	1.2	1.0	3.6	2.4	4.4	3.5	6.7	3.1	3.1	2.6
Na_2O	1.3	4.1	2.0	2.8	3.8	4.3	1.8	1.8	2.2	4.7	6.1	7.6
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Die Kieselsäurewerte zeigen allerdings ein allmähliches Aufsteigen von 47 % bis 56 %, dann folgt aber ein beträchtlicher Sprung zu den trachytischen Gesteinen auf 62,6 %. Dazu ist jedoch noch zu bemerken, daß alle diese SiO_2-Werte damals nur recht unsicher bestimmbar waren, sie scheinen sämtliche um 2—3 % zu hoch zu sein. Die Al_2O_3-Werte müssen in Berücksichtigung des gerade in „Trachydobritischen Laven" recht beträchtlichen TiO_2-Gehaltes um 2—4 % herabgesetzt werden. Sie sind in diesen Gesteinen, entsprechend dem großen Plagioklasgehalt wesentlich höher als in den Basalten, gleichzeitig sinken FeO, CaO und MgO für die „Trachydolerite", entsprechend dem zurücktretenden Gehalt an Augit und Olivin. Die Alkalien jedoch müßten, wenn wirklich ein kontinuierlicher Übergang zwischen Basalten und Trachyten vorläge, gleichzeitig mit der Kieselsäure von den Basalten über die „Trachydolerite" hin ansteigen. Das ist nun aber nicht der Fall. Die „Trachydolerite" zeigen im Gegenteil gleichen oder sogar kleineren Gehalt an Alkalioxyden als die Basalte. Dann aber folgt ein Sprung von 6 % Alkalioxyden auf 9—10 % bei den Trachyten.

Der normative Plagioklas der „Trachydolerite" ist also eher Anorthit-reicher als in den Basalten, er führt nicht zum normativ fast reinen Alkalifeldspat der Trachyte über.

Das heißt also, die „Trachydolerite" sind wohl reicher an Plagioklas als die Basalte, sie besitzen aber in beiden Gesteinsgruppen normativ ähnliche Zusammensetzung. Die Trachyte dagegen, die zum größten Teil aus fast reinem Alkalifeldspat bestehen, haben mit diesen beiden Gesteinsgruppen nichts gemein.

Das einzige Gestein meines Untersuchungsmaterials, dem gewissermaßen eine Zwischenstellung in bezug auf Basalte und Trachyte zukommt, ist ein holokristalliner grobkörniger Auswürfling von Quebrada da Mudo auf Flores (Schliff 134). Er ist wie die Sanidinite durchsetzt von miarolithischen Hohlräumen, ebenso bröckelig, doch bedeutend dunkler, reicher an fem. Gemengteilen wie diese. Makroskopisch läßt das Gestein Plagioklas, grünschwarze Hornblende und sehr dunkeln Biotit erkennen. Es besitzt starken Tongeruch und recht verwittertes Aussehen. Ganz ähnliche Gesteine, in denen aber Biotit stark zurücktritt, sind von Hartung und Mügge vom Westabhang der Sete Cidades auf S. Miguel beschrieben worden, wo dieselben als faust- bis kopfgroße Einschlüsse in einer basaltischen, stark verschlackten Lava auftreten sollen.

Bei mikroskopischer Betrachtung läßt dieses Gestein ein holokristallin körniges, sehr loses Gefüge erkennen, es setzt sich aus Plagioklas, Na-Sanidin, basaltischer Hornblende, Biotit und vereinzelten Individuen von farblosem diopsidischen Augit zusammen. Akzessorien des Gesteines sind: große Magnetitkörner, reichlich Apatit und Zirkon.

Nach Mügges Beschreibung entspricht dieser Mineralbestand auch einem (von ihm als grobkörniger Amphibol-Andesit bezeichneten) Gestein von Pico das Camarinhas

Analyse Nr. 18: Biotit-Hornblende-Essexit von Quebrada da Muda, Flores.

Analytiker: P. Esenwein. Schliff 134.

SiO_2	53.28	888	888	si = 158	
TiO_2	2.31	29			
Al_2O_3	17.96	176	176	al = 31	Magma: essexitisch
Fe_2O	3.63	22.5		fm = 31	
FeO	4.17	58	174	c = 17.5	
MnO	0.24	3.5		alk = 20.5	
MgO	2.75	68		k = 0.32	
CaO	5.57	99	99	mg = 0.40	
Na_2O	4.88	79	117	c/fm = 0.54	Ls = 0.91
K_2O	3.63	38		ti = 5	Fs = 0.24
H_2O+	0.88		566	p = 1	Qs = —0.15
$H_2O—$	0.14				
P_2O_5	0.80	5.5		$\frac{2\ alk}{al+alk} = 0.80$	
CO_2	—				
Cl	0.05				
	100.29				
Abzug O	0.03				
	100.26				

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Biot.-Hbl.-Essexit, Flores, Azoren	158	31	31	17.5	20.5	0.32	0.40
Essexit Mt. Canada, Sheff.	155	30.5	32	17.5	20	0.29	0.40
Essexit Oberberg, Lahngeb.	141	30	31	16	23	0.26	0.38
„essexitisches Magma“ (Niggli)	130	30	30	20	20	0.25	0.30

auf S. Miguel. Der Name Amphibol-Biotit-Essexit ist meiner Ansicht nach besser zutreffend.

Der Na-Sanidin dieses Essexits ist derselbe, der in den Sanidiniten zur Hauptkomponente wird. Es sind hier ebenso trübe Feldspäte, perthitisch entmischt und reich an kleinen Einschlüssen von Glas oder Erz. Der Plagioklas, der jedoch hier merklich über

den Sanidin dominiert, unterscheidet sich von diesem durch völlige Klarheit. Er zeigt gleichfalls nur undeutliche Kristallformen und zerfällt bei gekreuzten Nicols in zierliche Lamellensysteme, die den Kristall in seiner Längsrichtung aufteilen. Es sind polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetz. Zonarstruktur ist deutlich zu erkennen, die genauere Untersuchung ergab, daß der Kernteil dieser Plagioklase aus Andesin mit ca 40 % An. besteht, die äußerste Randzone in fast reinen Albit oder Anorthoklas übergeht

Gegenüber den Natronsaniditen sind aber in diesem Gestein die leukokraten Gemengteile zu Gunsten der melanokraten stark zurückgetreten. Helle und dunkle Gemengteile sind hier ungefähr im Gleichgewicht.

Unter den dunkeln Gemengteilen steht die basaltische Hornblende an erster Stelle. Es sind langsäulige, zumeist idiomorphe Kristalle mit kräftigem Pleochroismus (hellgelb-grün-braungrün) und sehr kleiner Auslöschschiefe. Diese Hornblende ist stellenweise vollständig von braunrotem, stark pleochroitischem Biotit durchwachsen. Etwas spärlicher tritt ein farbloser diopsidischer Augit auf, der sehr gute Kristallform besitzt. Er ist stets in Alkalifeldspat eingeschlossen. Große Magnetitindividuen sind oft von Biotit umwachsen und schließen ihrerseits wieder größere, unregelmäßig geformte Zirkonkörner und zierliche sechsseitige Apatitsäulchen ein.

Ein anderes Gestein, das ebenfalls von den gewöhnlichen Basalten durch relativ hohen SiO_2-Gehalt abweicht, ist ein heller, sehr frisch aussehender Olivinbasalt von Porto Formosa auf S. Miguel (Schliff 21).

In seiner hellgrauen von großen Gasporen durchsetzten Grundmasse sind hellgelbe, durchsichtige Olivineinsprenglinge, kleinere mattweise Plagioklastäfelchen und vereinzelte große rundliche Feldspateinsprenglinge. die vollkommen glasiges Aussehen besitzen und Perlmutterglanz auf den Spaltflächen aufweisen, zu erkennen.

Unter dem Mikroskop lassen sich diese Feldspäte unschwer als Sanidin bestimmen, die in eine helle basaltische Grundmasse eingebettet sind. Diese Alkalifeldspäte sind stark resorbiert, die Kristallformen sind gerundet, und die Grundmasse greift ins Innere der Einsprenglinge ein. Jeder dieser Sanidine ist von einer schmalen Randzone von saurem Plagioklas umgeben, die ihn vor völliger Auflösung geschützt hat. Neben dem Sanidin sind zahlreiche Olivin- und Augiteinsprenglinge, sowie vereinzelte Plagioklastäfelchen zu erkennen. Die Grundmasse des Gesteins ist intersertal, der Mineralbestand ist Plagioklas (Andesin) in Leistenform, basaltischer Augit und Olivin, ferner recht zahlreiche Magnetitkörner.

Dieser Alkalifeldspat ist ohne Frage ein Fremdling des sonst normalen Olivinbasaltes, möglicherweise stammt er von einem trachytischen Gestein, das durch diese Basaltlava angeschmolzen wurde.

Die Analyse des Gesteins läßt diese abnormen Verhältnisse noch deutlicher erkennen.

Analyse Nr. 19. Alkalifeldspat-führender Olivinbasalt von Porto Formoso, S. Miguel.

Analytiker: P. Esenwein. Schliff 21.

SiO_2	53.78	896	896	si = 141	
TiO_2	2.55	32			
Al_2O_3	13.98	137	137	al = 21.5	
Fe_2O_3	3.07	19		fm = 44	
FeO	4.98	69	279	c = 17	
MnO	—			alk = 17.5	Magma: yogoitisch.
MgO	6.49	162		k = 0.43	
CaO	6.06	108	108	mg = 0.58	
Na_2O	3.92	63			
			111	c/fm = 0.39	
K_2O	4.55	48	635		
H_2O+	0.06			ti = 5	
H_2O-	—			p = 0.4	
P_2O_5	0.58				
	99.95				

Die Werte al und fm könnten einem normalen Basalte angehören, doch dafür ist c um ca. 10 Einheiten zu tief, alk ebensoviel zu hoch, entsprechend dem kieselsäurereicheren Kalifeldspat wird si zu hoch, und das Alkaliverhältnis k, das für die Basalte sonst konstant um 0.20 oder etwas darunter bleibt, steigt hier plötzlich auf 0.43.

Dies Gestein gehört also nicht einem normal differenzierten Magma dieses Gebietes an.

Zum Vergleich:

Gestein und Fundort	si	al	fm	c	alk	k	mg
Orthoklasbasalt, Porto Formoso, Saõ Miguel	141	21.5	44	17	17.5	0.43	0.58
Ciminit, Fontana Fiescoli, Italien	144	22.5	43	18.5	16	0.70	0.72
Yogoit, Piz-Tgietschen, Aarmassiv	166	23	41	18	18	0.45	0.65
„yogoitisches Magma“ (Niggli)	145	23	37	21	19	0.50	0.55

D. ZUSAMMENFASSENDE CHARAKTERISTIK DER AZORISCHEN GESTEINSTYPEN.

Die Besprechung der einzelnen Gesteine hat gezeigt, daß mit Ausnahme weniger, nur vereinzelt auftretender Typen, die große Mannigfaltigkeit des untersuchten Materials sich fast ausschließlich aus Vertretern der zwei Gesteinsfamilien Trachyte und Basalte zusammensetzt. Jede dieser zwei großen Gesteinsgruppen läßt sich zweckmäßig in zwei Untergruppen auflösen, die sich hauptsächlich durch den prozentualen Gehalt an Plagioklas voneinander unterscheiden. Weitere Unterteilungen lassen sich auf Grund der dunklen Gemengteile vornehmen.

Die meisten der holokristallin-körnigen Gesteine, die von den Azoren als Einschlüsse oder Auswürflinge vorliegen, können sehr gut einer dieser Ergußgesteinsfamilien angegliedert werden. Sie stimmen in bezug auf Chemismus und Mineralbestand vollkommen mit ihnen überein. Ihr bröckeliges, von zahlreichen miarolithischen Hohlräumen durchsetztes Gefüge charakterisiert sie zudem als nicht eigentliche Tiefengesteine, sondern als Derivate derselben Magmen, die die großen Ergüsse förderten; sie sind jedoch in etwas größerer Erdtiefe erstarrt und von später aufdringenden Magmen emporgerissen worden.

Die Hauptmerkmale dieser vier wichtigsten, auf den Azoren weit verbreiteten Gesteinsgruppen seien nun im Folgenden kurz zusammengefaßt.

1. TRACHYTISCHE GESTEINE.

a. Eigentliche (plagioklasarme) Trachyte.

Die eigentlichen Trachyte der Azoren sind Kalk-arme, Natron-reiche Ergußgesteine, die zum größten Teil aus Na-Sanidin bestehen, und die an dunklen Gemengteilen Alkaliamphibole (Kataphorit etc.), Aegirinaugite, seltener diopsidischen Augit aufweisen. Häufigste Akzessorien dieser Gesteine sind: Apatit, Zirkon, Magnetit, Ilmenit, Hämatit.

Je nach Glasgehalt sind an Strukturen zu unterscheiden: holokristallin porphyrische Trachytstruktur, hemikristallin porphyrische Trachytstruktur, Trachytgläser und seltener Trachyt-Bimsteine. Die auf den Azoren ziemlich häufigen Na-Sanidinite sind Auswürflinge eines nur wenig differenziierten trachytischen Magmas, das in gewisser Erdtiefe erstarrte. Sie zeigen sehr ähnlichen Mineralbestand wie die Trachyte (wenig Quarz, Na-Sanidin, Kataphorit, Aegirinaugit) jedoch holokristallin körnige Struktur mit miarolithischen Hohlräumen.

Nachfolgende Tabelle (Tab. 3) gibt eine Übersicht über die einzelnen untersuchten Trachyte und Na-Sanidinite in Form ihrer Molekularwerte.

Tab. 3. Eigentliche Trachyte:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Gestein
1.	270	40	17	4	39	0.36	0.07	Na-Sanidinit
2.	256	44.5	12	3	40	0.30	0.22	Aeg.-Trachyt
3.	253	42	12.5	3	42.5	0.37	0.17	Kataph.-Trachyt
4.	242	37	20	10	33	0.31	0.06	Na-Sanidinit
5.	238	45.5	15	5.5	34	0.35	0.15	Obsidian-Trach.
	252	42	15	5	38	0.34	0.13	Mittelwerte
	250	41	15	5	39	0.35	0.28	„nordmarkitisch pulaskitisches Magma“ (Niggli)

Das Mittel der vorhandenen Trachytanalysen ergibt Projektionswerte, die mit dem Nigglischen Normaltyp „nordmarkitisch-pulaskitisches Magma“ nahezu übereinstimmen.

Die eigentlichen azorischen Trachyte sind also als Natron-Sanidinreiche Trachyte mit nordmarkitisch-pulaskitischem Magma zu bezeichnen.

b. Plagioklas-Trachyte.

Dies sind trachytische Ergußgesteine, die im Gegensatz zu den eigentlichen Trachyten reichlich Plagioklas (vorw. Andesin) an Stelle des Na-Sanidins als Einsprenglinge enthalten. Charakteristisch für sie ist ferner das Vorhandensein von stark resorbierten Einsprenglingen von basaltischer Hornblende und Biotit.

Die Struktur der Plagioklastrachyte ist vorwiegend trachytisch oder bei Anwesenheit von Glasbasis intersertal bis hyalopilitisch. Grundmassekomponenten sind: Na-Sanidin, Albit-reicher Plagioklas, wenig farbloser diopsidischer Augit, Biotit, basalt. Hornblende. Akzessorien: Apatit, Zirkon, Magnetit, seltener Olivin.

Molekularwerte:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Gestein
6.	208	38.5	19	12.5	30	0.31	0.31	Plag.-Trachyt
	180	39	18	12	31	0.30	0.27	„larvikitisches Magma“ (Niggli)

Es ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung mit dem Nigglischen larvikitischen Normalmagma, nur das si des Plagioklas-Trachyts ist wesentlich höher. Diese Gesteine enthalten aber auch keinen Nephelin, der, wenn auch nur in kleinen Mengen vorhanden, kennzeichnend für die echten Larvikite ist und der deren si-Zahl herabsetzt.

2. BASALTISCHE GESTEINE.

a. Plagioklasbasalte.

Die azorischen Plagioklasbasalte sind relativ leukokrate Basalte, sehr reich an Einsprenglingen von basischem Plagioklas und basaltischem Augit. Einsprenglinge von Olivin fehlen ganz oder spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Die Struktur der Grundmasse ist vorwiegend holokristallin ophitisch körnig, bezw. intersertal bei Anwesenheit von wenig Glasmasse; sehr glasreiche Plagioklasbasalte sind ganz selten.

Die Hauptbestandteile der Grundmasse sind: leistenförmiger Plagioklas (vorw. Andesin), viel basaltischer Augit, nur untergeordnet Olivin. Wichtigste Akzessorien sind Titan-reicher Magnetit und Apatit.

Zu den Plagioklasbasalten zu rechnen sind holokristallin körnige Auswürflinge oder Einschlüsse, reich an miarolithischen Hohlräumen und mit rein ophitischer Struktur. Ihr Mineralbestand ist: leistenförmiger Plagioklas, sehr Titan-reicher Augit, etwas Olivin. Akzessorien: Titan-reicher Magnetit, wenig Apatit.

Tab. 4. Molekularwerte der Plagioklasbasalte.

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Gestein
7.	133	27	35	26	12	0.22	0.34	Plag.-Basalt.
8.	117	30	30	32	8	0.20	0.39	Plag.-Basalt.
9.	112	20	45	28	7	0.18	0.50	Plag.-Basalt.
10.	111	20	46	24	10	0.23	0.43	Plag.-Basalt.
11.	111	18.5	49	26	6.5	0.21	0.54	Hrbl.-Plag.-Einschluß
12.	107	24	39	27	10	0.22	0.46	Essexitgabbro
Mittel	115	23	41	27	9	0.21	0.44	Mittel
	105	23	43	24	10	0.25	0.45	„essexitgabbr. Magma“ (Niggli)

Ein mittleres Magma der untersuchten Azorischen Plagioklasbasalte ergibt Molekularwerte, die mit dem Nigglischen Normalmagma: „essexitgabbroid" übereinstimmen. Sie unterscheiden sich von diesem nur durch etwas höhere si- und c- Werte.

Diese Gesteinsgruppe umfaßt also leukokrate, plagioklasreiche Basalte mit vorwiegend essexitgabbroidem Chemismus.

b. Olivinbasalte.

Die Olivinbasalte der Azoren sind dunkle porphyrische Ergußgesteine, reich an Einsprenglingen von Olivin und basaltischem Augit.

Ihre Grundmasse besitzt zumeist ophitisch körnige Struktur, oder ist rel. reich an dunkler Glasbasis (hyalopilitisch). Hauptkomponenten der Grundmasse sind: leistenf. Plagioklas (vorwieg. Andesin), viel basaltischer Augit und Olivin. Akzessorien: Magnetit und Apatit.

Tab. 5. Molekularwerte der Olivinbasalte:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Gestein
13.	93	17.5	47.5	25.5	9.5	0.20	0.55	Olivinbasalt
14.	91.5	16	57	22.5	4.5	0.05	0.61	Olivinbasalt
15.	90	16	48	30	6.5	0.16	0.64	Olivinbasalt
16.	87	17.5	50.5	26.5	5.5	0.22	0.58	Olivinbasalt
17.	86.5	10	59	25.5	5.5	0.45	0.64	Oliv. Dolerit
20.	76	12.5	61.5	21	5	0.16	0.74	Anamesit
Mittel	87	15	54	25	6	0.21	0.63	Mittel
	80	15	60	20	5	0.25	0.65	„hornblenditisches Magma" (Niggli)

Die mittleren Molekularwerte der Olivinbasalte kommen dem Nigglischen Normalmagma „hornblenditisch" recht nahe, sie weisen nur etwas höhere c- und entsprechend niederere fm-Werte auf.

Die azorischen Olivinbasalte sind somit zu bezeichnen als dunkle, Olivinreiche Basalte mit hornblenditischem Chemismus.

3. ÜBRIGE AZORENGESTEINE.

Gesteine, die nicht einer dieser vier Hauptgruppen zuzuordnen sind, spielen nach den bisherigen Befunden nur eine untergeordnete Rolle. Es konnten von den untersuchten Handstücken nur 2 solche ausgeschieden werden, nämlich:

Biotit-Hornblende-Essexit. (Einschluß oder Auswürfling)

Der Mineralbestand dieses Gesteines ist: Na-Sanidin (Perthit), Albit-reicher Plagioklas, basaltische Hornblende, Biotit, etwas farbl. Diopsid. Akzessorien: Magnetit (Titan-reich), Zirkon, Apatit.

Molekularwerte:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Gestein
18.	158	31	31	17.5	20.5	0.32	0.40	Hbl.-Biot-Essexit
	130	30	30	20	20	0.25	0.40	„essexitisches Magma" (Niggli)

Es ist dies also ein Gestein mit essexitischem Magma mit etwas hohem si.

Orthoklas-Basalt.

Eine basaltische Lava, die vermutlich ein trachytisches Gestein angeschmolzen und Teile desselben in sich aufgenommen hat, besitzt abweichenden Mineralbestand und Chemismus. Es ist ein Olivinbasalt, der sich durch seinen Gehalt an großen stark resorbierten Sanidin-Einsprenglingen von den gewöhnlichen Olivinbasalten unterscheidet.

Molekularwerte:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	Gestein
19.	141	21.5	44	17	17.5	0.43	0.58	Orthoklasbasalt
	145	23	37	21	19	0.50	0.55	„yogoitisches Magma" (Niggli).

Der Chemismus dieses Orthoklas-Basaltes ist yogoitisch, entspricht also einem Magma Kali-reicher Gesteine, und weicht damit stark von allen andern normalen Azorengesteinen ab, in denen die hier vorhandene Kombination Olivin — Orthoklas fehlt.

III. CHEMISMUS UND MINERALBESTAND.

Es wird im folgenden versucht, auf die Beziehungen zwischen Chemismus und Mineralbestand der besprochenen Gesteine näher einzugehen. Es soll untersucht werden, wie weit ein aus der Gesteinsanalyse berechenbarer, d. h. normativer Mineralbestand, mit dem im Dünnschliff beobachteten übereinstimmt. Ist eine solche Übereinstimmung vorhanden, was für diese Eruptivgesteine, die sich aus relativ wenigen, primär ausgeschiedenen Komponenten zusammensetzen, zu erwarten ist, so lassen sich auf Grund dieses normativen Mineralbestandes Aussagen in quantitativem Sinne für die betrachteten Gesteine machen. Es ergibt sich so weiterhin die Möglichkeit, Differentiationsprozesse, die zu Bildung der azorischen Gesteinstypen geführt haben, zu ermitteln.

Die Berechnung des normativen Mineralbestandes in Gewichtsprozenten wurde nach amerikanischer Methode durchgeführt, mit der Abänderung, daß TiO_2 nicht als Titanit oder Ilmenit, sondern lediglich als TiO_2 = ru gewertet wurde.

Die Abkürzungen bedeuten qz = Quarz, or = Orthoklas, ab = Albit, an = Anorthit, ne = Nephelin, di = Diopsid, hy = Orthaugit, ol = Olivin, mt = Magnetit, ap = Apatit, ak = Akmit (Aegirin), sil = Sillimanit.

Die normativen Mineralbestände der einzelnen Gesteine werden tabellarisch entsprechend den aufgestellten Gesteinsgruppen zusammengestellt.

Vorausgehen soll jeder Gesteinsgruppe die Angabe eines nach der Rosival-Methode im Dünnschliff bestimmten Mineralbestandes. Gleichzeitig wird die charakteristische Ausscheidungsfolge[1] der Komponenten für jede Gesteinsgruppe angegeben.

1. TRACHYTISCHE GESTEINE.

A. EIGENTLICHE TRACHYTE.

Zu dieser Gruppe sind wiederum Plagioklas-arme Trachyte und Na-Sanidinite zusammengefaßt.

Beobachteter quantitativer Mineralbestand der Natron-Sanidinite in Volum-%

Quarz	5 %	Kataphorit, Hornblende u. Aegirin	10 %
Alkalifeldspat	80 %	Magnetit	2 %
Plagioklas	2 %	Apatit, Zirkon	1 %

[1] Es handelt sich hierbei um die Verwertung der Erscheinungen, die durch die Einschlüsse und das Gestaltungsbestreben gegeben sind, also um die Angabe der Ausscheidungsfolge im Rosenbusch'schen Sinn. Daß in Wirklichkeit die Stadien sich überlagern und an den genannten Phänomenen nur ein verzerrtes Bild der Mineralsukzessionen gewonnen werden kann, ist wohlbekannt.

Beobachteter Mineralbestand der Plagioklas-armen Trachyte in Volum-%.

Quarz	— %
Alkalifeldspat	85 %
Plagioklas	3 %
Hornblende, Augit	8 %
Magnetit	9 %
Apatit	1 %

Die Ausscheidungsfolge der Komponenten läßt sich in dieser Gesteinsgruppe etwa folgendermaßen angeben:

Na-Sanidinite:
1. Zirkon, Apatit, Magnetit
2. Kataphorit, Hornblende, Aegirin
3. Alkalifeldspat
4. Plagioklas, Quarz.

Plag.-arme Trachyte:
1. Apatit, Magnetit
2. Alkalifeldspateinsprenglinge.
3. Feldspatleisten der Grundmasse
4. Dunkle Gemengteile der Grundmasse.

Tab. 6.

Normativer Mineralbestand der trachytischen Gesteine in Gewichts %.

Nr.	qz	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	ru	ap		Gestein
1.	7.98	32.80	49.78	0.83	—	1.76	1.88	—	3.71	0.56	0.67	—	Na-Sanid.
2.	1.14	30.03	58.16	3.89	—	—	2.68	—	2.09	0.64	—	sil 0.96	Aeg-Trach.
3.	1.80	32.00	60.78	—	—	1.52	0.70	—	2.32	—	—	ak 1.39	Kat-Trach.
4.	6.06	25.02	51.35	5.25	—	5.58	0.23	—	4.64	1.04	—		Na-Sanid.
5.	1.50	28.91	50.83	6.67	—	—	5.22	—	1.86	—	—	sil 3.89	Obs-Trach.
Mittel-werte	3.70	29.75	54.18	3.55	—	1.77	2.14	—	2.92				

Tab. 6 zeigt, daß für diese Gesteine nur wenig oder gar kein normativer Quarz in Frage kommt. Für die eigentlichen trachytischen Ergußgesteine ergibt sich 1—2 %, für die beiden Na-Sanidinite, in denen tatsächlich Quarz beobachtet werden konnte, 6—8 % normativer Quarz. Weiterhin ist aber kein wesentlicher Unterschied zwischen holokristallinen Auswürflingen und eigentlichen Trachyten zu erkennen.

Der normative Gehalt an Kalifeldspat (or) schwankt für diese Gesteinsgruppe zwischen 25 und 33 %, der Gehalt an Natronfeldspat (ab) zwischen 50 und 60 %. Der Plagioklasgehalt (an) ist nur sehr klein, normativ 0 bis 6½ %, im Mittel 3½ %. Diese Trachyte bestehen also normativ zu über 80 % aus Alkalifeldspat, wovon $^1/_3$ Kalifeldspat und $^2/_3$ Natronfeldspat. Der normative Anorthitgehalt (an) macht im Mittel nur ca $^1/_{20}$ des Gesamtfeldspats aus.

Übereinstimmend mit den mikroskopischen Befunden ergibt sich für keines dieser Gesteine ein normativer Nephelingehalt (ne).

Der normative Kieselsäuregehalt reicht auch aus, um den molekularen Gehalt an FeO (abzüglich des als Magnetit berechneten Eisens) an MgO + MnO und an CaO (abzüglich des im Anorthit berechneten CaO) in Form von Metasilikaten zu binden. Es ergibt sich also für diese Gesteinsgruppe kein normativer Olivingehalt (ol).

Der normative Gehalt an Metasilikaten dieser Gesteine ist nur klein, im Mittel ca. 2 % Diopsid (di) und 2 % Orthaugit (hy) entsprechend der starken Übermacht der leukokraten Gemengteile. Dieser kleine Betrag an Metasilikaten entspricht aber auch nicht ganz dem tatsächlich beobachteten Mineralbestand.

Nach den mikroskopischen Befunden zu schließen, ist der tatsächliche Gehalt an femischen Gemengteilen etwas höher als 4 Gewichtsprozent. Die beobachteten Amphibole und Pyroxene enthalten aber noch Alkalien und 3-wertiges Eisen. Es sind bei der normativen Bewertung dieser Gesteine die Heteromorphiebeziehungen nicht außer acht zu lassen. Für diese Gesteine beispielsweise geht ein Teil der normativ als Feldspat bewerteten Alkalien mit einem Teil als Magnetit berechneten 3-wertigen Eisen in Aegirin-artige Moleküle ein. Dadurch wird noch FeO zur Bildung von Metasilikaten frei. Des weitern geht sicher auch ein Teil der normativ als Anorthit berechneten Ca-Al-Silikate in die femischen Metasilikate ein.

Unter Berücksichtigung dieser Heteromorphiebeziehungen läßt sich leicht einsehen, daß der tatsächlich vorhandene Gehalt an melanokraten Gemengteilen ein ziemlich größerer sein kann, als der normativen Berechnung in Gewichts % entspricht.

Ein besserer Einblick in die quantitativen Verhältnisse des Mineralbestands läßt sich dann gewinnen, wenn an Stelle der gewichtsprozentualen Berechnung die molekularen Verhältnisse z. B. in der Berechnungsweise Niggli's verwendet werden. (Tab. 7)

$k = \frac{K_2O + Na_2O}{K_2O}$ ergibt direkt das normative Verhältnis $\frac{\text{Kalifeldspat}}{\text{Gesamtalkalifeldspat.}}$

Aus diesen k-Werten ist somit sofort ersichtlich, daß Kalifeldspat normativ nur $^1/_3$, Natronfeldspat aber $^2/_3$ des Gesamtfeldspats ausmacht.

$\frac{2\ alk}{al + alk}$ entspricht dem normativen Verhältnis $\frac{\text{Alkalifeldspat}}{\text{Gesamtfeldspat.}}$

2 alk entspricht ja dem normativen Gehalt an Alkalifeldspat; der Gesamtfeldspat = Alkalifeldspat + Anorthit berechnet sich zu 2 alk + (al — alk) = al + alk. Dieses Verhältnis $\frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}}$ ist für die Azorentrachyte stets nahezu gleich 1, im Mittel 0.95. Der Anorthitanteil macht nur 5 % des norm. Gesamtfeldspats aus.

qz, die sogen. Quarzzahl, schwankt etwas bei den einzelnen Gesteinen. Für die beiden quarzführenden Na-Sanidinite ist qz + 10, + 14, für die übrigen Trachyte ist qz um 0 oder schwach negativ, diese enthalten also normativ keinen freien Quarz, übereinstimmend mit den mikroskopischen Befunden.

Die mittlere Quarzzahl für diese trachytischen Gesteine ist gleich + 1, d. h. es handelt sich um „intermediäre Gesteine", wie Niggli solche mit qz ± 12 nennt.

Die Rubrik c-(al — alk) gibt den normativ nicht an Plagioklas gebundenen Teil des c an, der also in das Diopsidmolekül eingehen könnte. Die Tabelle zeigt, daß für diese

Tab. 7.

Molekularwerte der Azorentrachyte.

Analyse	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	al—alk	c—(al—alk)	$\frac{2 \text{ alk}}{\text{al}+\text{alk}}$	Gestein
Nr. 1	270	40	17	4	39	0.36	0.07	+14	1	3	0.99	Na-Sanidinit
„ 2	256	44.5	12	3	40	0.30	0.22	— 4	4.5	—1.5	0.95	Aeg.-Aug.-Trachyt
„ 3	245	40.5	16	3	41	0.37	0.17	—17	—0.5	2.5	1.01	Kataphorit-Trachyt
„ 4	242	37	20	10	33	0.31	0.06	+10	4	6	0.94	Na-Sanidinit
„ 5	238	45.5	15	5.5	34	0.35	0.15	+ 2	1.5	—6	0.87	Obsidian-Trachyt
Mittel	250	41	16	5	38	0.34	0.13	+ 1	4	+1	0.95	Mittel

Gesteine c—(al—alk) nur klein ist, ja sogar in einzelnen Gesteinen schwach negativ wird, hier also wenig oder gar keine kalkreichen diopsidartigen dunklen Gemengteile erwartet werden dürfen. Das Mittel c—(al—alk) ist für diese Gesteinsgruppe = + 1 oder nahezu gleich null.

B. PLAGIOKLAS TRACHYTE.

Dieselben Berechnungen lassen sich auch für die Plagioklastrachyte ausführen, von denen mir allerdings nur eine Analyse zur Verfügung steht. Nach den mikroskopischen Befunden zu schließen, scheint sie aber recht gut dem mittleren Chemismus dieser Gesteinsgruppe zu entsprechen.

Beobachteter Mineralbestand: (in Volum %)

Alkalifeldspat	65 %
Plagioklas	20 %
Basalt. Hornblende, Biotit, Augit	10 %
Magnetit	4 %
Olivin	1 %

Ausscheidungsfolge der Komponenten der Plagioklas-Trachyte:

1. Einsprenglinge von basalt. Hornblende u. Biotit
2. Plagioklaseinsprenglinge
3. Magnetit
4. Grundmassefeldspat, -plagioklas und dunkle Gemengteile der Grundmasse.

Normativer Mineralbestand in Gewichtsprozenten

qz	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	ru	ap	Gestein
—	24.46	51.35	11.40	—	4.39	3.55	—	3.25	1.28	—	Plagioklas-Trachyt

Aus diesen Zahlen ist leicht zu ersehen, daß auch diese Trachyte noch sehr reich an leukokraten Gemengteilen sind. Im Vergleich mit dem norm. Mineralbestand der eigentlichen Trachyte lassen sich jedoch deutliche Unterschiede bemerken:

Es ist kein norm. Quarz mehr vorhanden. Das Verhältnis or : ab ist fast gleich geblieben, die norm. Summe der Alkalifeldspäte beträgt aber nur noch 76 %. Dagegen ist nun der normative Plagioklasgehalt (an) merklich angestiegen auf über 11 %. Diese Zahl entspricht dem Gehalt an Anorthit; da in diesen Gesteinen aber nur Albit-reicher Plagioklas (Oligoklas-Andesin) auftritt, ist der normative Gehalt an saurem Plagioklas etwa gleich dem 4-fachen des erhaltenen normativen Anorthits. Auch die dunkeln Gemengteile sind etwas häufiger, (di) + (hy) berechnen sich normativ auf 8 %.

Nephelin (ne) und Olivin (ol) kommen normativ auch hier nicht zum Ausdruck. In diesem Gestein läßt sich der Gehalt an SiO_2 gerade restlos auf die höchstsilifizierten Moleküle aufteilen. Ein nur wenig kleinerer Gehalt an Kieselsäure würde normativen Olivin ergeben. Das Auftreten von vereinzelten reliktischen Olivinkörnern in solchen Plagioklastrachyten würde also durchaus mit der normativen Berechnung übereinstimmen.

Olivinmoleküle können aber auch im Gehalt von Biotit zum Ausdruck kommen, besonders da ja in diesen Gesteinen der Gehalt an K_2O nicht so klein ist wie in den Basalten. Es kommen also wiederum Heteromorphiebeziehungen zur Geltung, die etwa durch die Gleichung

Kalifeldspat + Anorthit + Olivin = basaltischer Augit + Biotit

formuliert werden können. Ein kleiner Gehalt an Biotit ist ja für diese Gesteinsgruppe charakteristisch, und der beobachtete Gehalt an dunkeln Gemengteilen ist höher als der normativ berechnete.

Molekularwerte des Plagioklas-Trachyts.

Analyse	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	al — alk	$\frac{c -}{(al - alk)}$	$\frac{2\ alk}{al - alk}$	Gestein
Nr. 6	208	38.5	19	12.5	30	0.31	0.31	—12	8.5	4	0.87	Plagioklas-Trachyt

Zu diesen Molekularzahlen ist zu bemerken: k ist fast gleich wie bei den eigentlichen Trachyten. $\frac{2\ alk}{al + alk}$ dagegen ist auf 0.87 gesunken, entsprechend dem höheren Gehalt an Plagioklas.

c — (al—alk) hat zugenommen, der normative Gehalt an Diopsidmolekülen ist gegenüber den eigentlichen Trachyten gestiegen.

al—alk = 8.5 läßt auch den normativ höheren Plagioklasgehalt erkennen.

qz = — 12. Die Quarzzahl ist schwach negativ, d. h. das Auftreten von kleinem Gehalt an Olivin bezw. Biotit ist nicht ausgeschlossen.

2. BASALTISCHE GESTEINE.

A. PLAGIOKLASBASALTE.

Der quantitative Mineralbestand der Plagioklasbasalte ist für die einzelnen Gesteine großen Schwankungen unterworfen.

Der beobachtete Mineralbestand in Volum % bewegt sich etwa zwischen folgenden Werten:

Plagioklas:	50 bis 70 %
Augit:	20 bis 40 %
Olivin:	5 „ 10 %
Magnetit, Ilmenit	7 „ 12 %

Ausscheidungsfolge der Komponenten:

1. Plagioklaseinsprenglinge und Augiteinsprenglinge.
2. Apatit, Magnetit
3. Olivin, Plagioklas und Augit der Grundmasse.

Tab. 8.

Normativer Mineralbestand der Plagioklasbasalte in Gewichtsprozenten.

Analyse	qz	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	ru	ap	Gestein
Nr. 7	—	9.42	30.12	26.42	—	12.39	4.70	2.43	9.10	2.97	1.24	Plag.-Basalt
„ 8	—	6.12	23.06	40.31	—	14.94	0.56	5.86	4.87	3.28	1.01	Plag.-Basalt
„ 9	—	5.00	22.01	26.30	—	22.60	—	10.0	9.05	3.30	1.10	Plag.-Basalt
„ 10	—	8.90	25.68	21.13	0.85	19.65	—	9.27	9.10	3.92	1.06	Plag.-Basalt
„ 11	—	3.34	18.34	25.05	—	20.20	17.38	—	4.87	3.30	3.64	Biotit-Hornbl. Einschluß
„ 12	—	8.90	15.72	28.08	7.38	20.23	—	9.20	5.57	4.00	0.67	Essexitgabbro
Mittel aufger.		7	22	29	—	18	3	6.5	8	3.5	1	Mittel aufger.

Diese Zahlen entsprechen durchaus den mikroskopischen Befunden. Quarz kommt für keines dieser Gesteine zur Berechnung. Orthoklas (or) ist gegenüber den Trachyten stark zurückgegangen auf einen Mittelwert von 7 %. Ebenso ist der mittlere normative Albitgehalt auf 22 % gesunken, der Anorthitgehalt jedoch auf ein Mittel von 29 % angestiegen; d. h. Alkalifeldspat (or + ab) und Anorthit (an) sind für diese Gesteine nahezu im Gleichgewicht. Dieser Befund läßt sich mikroskopisch wegen der kleinen Dimension der Grundmassefeldspäte nicht nachprüfen; die Plagioklaseinsprenglinge dieser Gesteine besitzen natürlich bedeutend an-reicheren Chemismus. Der Kaligehalt muß hauptsächlich in den Plagioklasen enthalten sein, keines dieser Gesteine ließ Kalifeldspat mikroskopisch erkennen.

Nephelin (ne) kommt nur für das basischste Gestein dieser Gruppe, den Essexitgabbro zur Berechnung; in diesem holokristallinen Gestein zeigte sich aber unter dem Mikroskop kein Nephelin. Es ist eben bei dieser Berechnungsweise nicht außer acht zu lassen, daß der große TiO_2-Gehalt dieser Gesteine in beträchtlicher Menge SiO_2 in den Augiten ersetzt, wie aus der Augitanalyse hervorgeht. Dadurch wird aber normatives SiO_2 erübrigt, sodaß nun das ganze Na_2O in höchstsilifizierter Form in Feldspatmoleküle eingeht. Außerdem enthält der Augit selbst niedersilifizierte Na-Al-Silikate.

Der relativ hohe Kalkgehalt dieser Gesteine ergibt bei der normativen Berechnung der dunkeln Gemengteile die Hauptmenge als Diopsid (di) im Mittel 18 %. Bei der Beschreibung der Plagioklasbasalte werden diese Gesteine als relativ olivinarm bezeichnet, die normative Berechnung ergibt damit übereinstimmend nur 6.5 % Olivin (ol).

Die Plagioklasbasalte ergeben im allgemeinen nur wenig oder keinen normativen Orthaugit (hy); eine Ausnahme macht No. 11, das beschriebene Einschlußgestein, das fast nur aus bas. Plagioklas und basaltischer Hornblende besteht, welch letztere sich offenbar zum großen Teil aus hy-Molekülen aufbaut.

Der normative Erzanteil dieser Gesteine beträgt im Mittel 8%, wenn nur Magnetit angenommen würde, bis 10 %, wenn ein Teil des ru als Ilmenit berechnet wird. Der Apatitgehalt (ap) beläuft sich im Mittel auf 1 %, das Gestein No. 11 ist besonders reich an diesem Mineral.

Tab. 9.

Molekularwerte der Plagioklasbasalte.

Analyse	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	al — alk	$\frac{c-}{(al-alk)}$	$\frac{2\ alk}{al+alk}$	Gestein
Nr. 7	133	27	35.5	26	12	0.22	0.34	—15	15	11	0.61	Plag.-Basalt
„ 8	117	30	30	32	8	0.20	0.39	—15	22	10	0.42	Plag.-Basalt
„ 9	112	20	45	28	7	0.18	0.50	—16	13	15	0.52	Plag.-Basalt
„ 10	111	20	46	24	10	0.23	0.43	—29	10	14	0.67	Plag.-Basalt
„ 11	111	13.5	49	26	6.5	0.21	0.53	—17	12	14	0.52	Biotit-Hornbl. Plag.-Einschluß
„ 12	107	24	39	27	10	0.22	0.46	—33	14	17	0.59	Essexitgabbro
Mittelwerte	115	23	41	27	9	0.21	0.44	—21	14	13	0.55	Mittelwerte

Die k-Werte der Plagioklasbasalte sind gegenüber den Trachyten stark gesunken; Kalifeldspat macht normativ noch $^1/_5$ des Alkalifeldspats aus; ebenso hat das Verhältnis $\frac{2\ alk}{al + alk}$ stark abgenommen, Gesamtalkalifeldspat ist nun im Mittel mit Anorthit im Gleichgewicht. Die Quarzzahl ist stärker negativ geworden, im Mittel — 21, es ist bereits normativer Olivin, wenn auch nicht in großen Mengen zu erwarten. Die Differenz al — alk ist auf 14 angestiegen, wiederum entsprechend dem hohen normativen Anorthitgehalt. c—(al—alk) ergibt die Menge des nicht normativ an Plagioklas gebundenen Ca O, es steigt für diese Gesteine auf ein Mittel von 13 % an.

B. OLIVINBASALTE.

Der beobachtete Mineralbestand läßt sich für die Olivinbasalte in folgenden Zahlen ausdrücken:

	(Volum %)
Plagioklas	30 bis 50 %
Augit	20 bis 40 %
Olivin	15 bis 20 %
Ilmenit, Magnetit	10 %
Apatit	1 %

Ausscheidungsfolge der Komponenten der Olivinbasalte:

1. Olivineinsprenglinge
2. Augiteinsprenglinge, Magnetit, Apatit
3. Olivin, Plagioklas und Augit der Grundmasse
4. ev. Alkalifeldspat der Grundmasse.

Tab. 10.

Normativer Mineralbestand der Olivinbasalte (Gew.%).

Analyse	qz	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	ru	ap	Gestein
Nr. 13	—	7.78	27.75	14.45	3.13	15.82	—	14.11	7.34	2.96	1.83	Olivin-Basalt
„ 14	—	1.11	19.39	25.58	—	18.31	7.09	13.71	10.44	2.48	1.10	Basalt
„ 15	—	4.45	7.34	25.02	6.82	35.68	—	13.88	5.71	2.64	0.34	Olivinbasalt
„ 16	—	5.56	5.24	28.63	7.10	28.90	—	15.60	7.42	1.86	1.34	Basalt
„ 17	—	11.23	3.36	10.78	5.96	39.65	—	20.50	6.96	1.96	1.39	Olivindolerit
		6	12.5	21	4.5	27.5	—	15.5	7.5	2.5	1	Mittel aufger.

Die normative Zusammensetzung dieser Gesteine schwankt recht beträchtlich, besonders in bezug auf die hellen Gemengteile. Der normative Kalifeldspat bewegt sich zwischen 5 bis 11 % (Im Basalt No. 14 analysiert von C. v. John dürfte wohl die Alkalibestimmung etwas zu niedrig ausgefallen sein), also in denselben Grenzen wie bei den Plagioklasbasalten. Dagegen ist der Natronfeldspatgehalt (ab), der ebenfalls großen Schwankungen innerhalb dieser Gruppe unterworfen ist, im Ganzen genommen stark zurückgegangen auf ein Mittel von nur noch 12.5 % gegenüber 22 % bei der hellen Basaltgruppe. Der normative Anorthitgehalt schwankt zwischen 10 und 28 %, im Mittel ist er gegenüber den Plagioklasbasalten von 29 auf 21 % herabgesunken. Zu den

hellen Gemengteilen kommt nun bei den Olivinbasalten noch ein mittlerer normativer Nephelingehalt von etwa 5%, der jedoch zum Teil als Albit gewertet werden muß, da diese Gesteine ja wiederum einen recht hohen TiO_2-Gehalt aufweisen.

Außerdem sind diese Olivinbasalte sehr reich an basaltischem Augit, der einen nicht ganz unbeträchtlichen Teil von niedersilifizierten Alkali-Alumo-Silikaten aufweist. Es wird also bei diesem kleinen normativen Nephelingehalt kein selbständig kristallisierter Nephelin in diesen Gesteinen zu erwarten sein, in Übereinstimmung mit den mikroskopischen Beobachtungen.

Tab. 11.
Molekularwerte der Olivinbasalte.

Analyse	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	al—alk	c— (al—alk)	$\frac{2\,alk}{al+alk}$
Nr. 13	93	17.5	47.5	25.5	9.5	0.20	0.55	—45	8	17.5	0.51
„ 14	91.5	16	57	22.5	4.5	0.05	0.61	—26.5	11.5	11	0.44
„ 15	90	16	48	30	6	0.16	0.64	—34	10	20	0.54
„ 16	87	17.5	50.5	26.5	5.5	0.22	0.58	—30	12	14.5	0.44
„ 17	86.5	10	59	25.5	5.5	0.45	0.67	—35.5	5.5	20	0.70
Mittel	90	15.5	52	26.5	6	0.21	0.62	—34	9.5	17	0.53

Die mittleren k-Werte für Plagioklasbasalte und Olivinbasalte stimmen überein; das Verhältnis $\frac{\text{Kalifeldspat}}{\text{Gesamtalkalifeldspat}}$ ist gleichgeblieben, k = 0.21, nur $^1/_5$ des Alkalifeldspats ist Kalifeldspat. Die al- und alk-Werte für die Olivinbasalte sind gefallen gegenüber den Plagioklasbasalten, dafür ist fm stark angestiegen; Plagioklas ist auf Kosten von Augit und Olivin zurückgegangen. c ist gleich geblieben, mg dagegen stark angestiegen von 0.44 auf 0.62; diese Olivinbasalte haben bei gleichem fm mehr MgO als die Plagioklasbasalte. Diese Änderung ist hauptsächlich auf Rechnung des höheren Gehaltes an MgO-reichen Olivineinsprenglingen zu setzen. Die Quarzzahl ist stärker negativ geworden, sie beträgt im Mittel — 34, und verweist ebenfalls auf den beträchtlichen Olivingehalt dieser Gesteine. Die Differenz (al—alk) ist von 14 im Mittel auf 9.5 gesunken. Das Verhältnis $\frac{2\,alk}{al+alk} = 0.53$ ist nahezu gleichgeblieben; der Chemismus des Gesamtfeldspats hat sich gegenüber dem der Plagioklasbasalte nicht geändert.

3. ÜBRIGE GESTEINE.

Es bleiben zur Besprechung noch die vereinzelten Gesteine, die keiner dieser 4 Hauptgruppen beizuordnen sind.

Biotit-Hornblende-Essexit.

Der beobachtete Mineralbestand dieses Gesteins wurde folgendermaßen berechnet:

	(Volum %)
Alkalifeldspat	40 %
Plagioklas	30 %
Biotit, Hornblende	20 %
Magnetit	7 %
Apatit, Zirkon	3 %

Ausscheidungsfolge der Komponenten:

1. Apatit, Zirkon
2. Magnetit
3. Hornblende und Biotit
4. Plagioklas
5. Alkalifeldspat.

Normativer Mineralbestand des Essexits.

qz	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	ru	ap
—	21.30	36.16	16.41	2.84	6.28	—	6.45	5.34	2.31	1.86

Das normative Verhältnis or: ab ist hier ähnlich wie beim Plagioklastrachyt, nämlich etwa 1:2, dagegen ist die Summe des normativen Alkalifeldspates, die beim Plagioklastrachyt 76 % betrug, hier auf 60 % gefallen, (an) jedoch auf 16 % angestiegen, (di) beträgt 6 %, weiter ergibt sich für dies Gestein 6½% Olivin (ol), der als Biotit gewertet werden muß.

Molekularwerte des Biotit-Hornblende-Essexit:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	al—alk	c— (al—alk)	$\frac{2\,alk}{al+alk}$
18	158	31	31	17.5	20.5	0.32	0.40	—24	9.5	8	0.80

k ist gleich wie beim Plagioklastrachyt, mg von 0.31 auf 0.40 gestiegen, kommt also schon den Plagioklasbasalten mit mg = 0.44 nahe. Die Quarzzahl ist stark negativ geworden, qz = — 24, sie ist sogar noch tiefer als bei den Plagioklas-Basalten. Das relativ hohe k = 0.32, dazu die negative Quarzzahl lassen sicher auf Biotit schließen. Die Differenz al-alk ist gleich wie bei Plagioklas-Basalten und Plagioklastrachyten; c—(al—alk) ist von 4 beim Plagioklas-Trachyt auf 8 angestiegen, der Essexit ist reicher an normativem Diopsid als der Plagioklas-Trachyt, jedoch ärmer als die Plagioklasbasalte, die im Mittel c — (al—alk) = 13 aufweisen. Das Verhältnis $\frac{2\ alk}{al + alk}$ ist gegenüber dem Plagioklas-Trachyt von 0.87 auf 0.80 gefallen, der Plagioklas des Essexits ist also Anorthit-reicher als der des Plagioklastrachyts, Anorthit-ärmer aber als der normative Plagioklas der Plagioklasbasalte, der ein mittleres $\frac{alk}{al + alk} = 0.55$ aufweist.

Orthoklasbasalt.

Der Orthoklasbasalt, das Einschmelzgestein, das vorhergehend beschrieben wurde, zeigt schon bei Berechnung des normativen Mineralbestandes von allen bisher besprochenen Gesteinstypen stark abweichende Verhältnisse.

Normativer Mineralbestand des Orthoklasbasaltes in Gewichtsprozenten.

Nr.	qz	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	ru	ap
19	—	26.69	21.96	17.24	3.69	7.60	—	13.80	4.41	2.56	1.34

Dieses Gestein weist bei hohem Gehalt an Alkalifeldspat, wobei Kalifeldspat im Gegensatz zu allen andern Azorengesteinen überwiegt, einen normativen Olivinreichtum auf, der beinahe dem der eigentlichen Olivinbasalte gleichkommt. Der normative Augit berechnet sich dagegen nur auf 7½ %. Nephelin stellt sich normativ auf über 3 %, es ist kein Nephelin im Gestein zu beobachten; dagegen etwas Biotit. Überdies ist das Gestein wieder relativ reich an TiO_2.

Die Molekularwerte für dieses Gestein lauten:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	al—alk	c— (al—alk)	$\frac{2\ alk}{al + alk}$
9	141	21.5	44	17	17.5	0.43	0.58	—29	4	13	0.90

Ganz abgesehen von dem abnormalen Magmentyp dieses Gesteins (yogoitisch), läßt der hohe k-Wert zusammen mit dem stark negativen qz = — 29 einen starken Biotitreichtum vermuten, dies ist jedoch nicht der Fall, an seiner Stelle weist das Gestein große Sanidine neben zahlreichen Olivineinsprenglingen auf. Die kleine Differenz al — alk = 4 entspricht gar nicht dem normalen Plagioklasreichtum eines relativ basischen Gesteins, sie geht nur bei den eigentlichen Trachyten ebenfalls auf 4 herunter.

$\frac{2 \text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}} = 0.90$ bedeutet, daß nur $^1/_{10}$ des Gesamtfeldspats normativer Anorthit ist; c — (al — alk) ist dagegen relativ hoch = 13, das Gestein ist reich an Einsprenglingen von basaltischem Augit.

Tab. 12.

Beobachteter Mineralbestand (Mittelwerte in Volum-%)

Gestein	Quarz	Alkalifeldsp.	Plagioklas	Nephelin	Alkalihornbl. pyroxene	Basalt. Augit	Basalt. Hornbl. Biotit	Olivin	Magnetit	Apatit Zirkon
Na-Sanidinite	5	80	2	—	10	—	—	—	2	1
Trachyte . .	—	85	3	—	8	—	—	—	3	1
Plagioklas-Trachyte	—	65	20	—	—	—	10	1	4	Sp.
Essexit	—	40	30	—	—	—	20	—	7	3
Plagioklas-Basalte .	—	—	60	—	—	25	—	5	10	Sp.
Olivin-Basalte .	—	—	40	—	—	30	—	18	11	1

Diese Zusammenstellung entspricht annähernd der mittleren sichtbaren Norm der untersuchten Azorengesteine.

Es läßt sich daraus recht gut ein Überblick gewinnen über die mittlere Verteilung, d. h. den mittleren Gehalt an charakteristischen Gemengteilen der einzelnen ausgeschiedenen Gesteinsgruppen. Dazu sei folgendes bemerkt:

Quarz ist nur in den holokristallin grobkörnigen Na-Sanidiniten zu beobachten.

Den größten Gehalt an Alkalifeldspat besitzen die Plagioklas-armen Trachyte, fast ebensoviel die Na-Sanidinite. Darauf folgen die Plagioklas-Trachyte mit schon merklich weniger Alkalifeldspat, nur noch 40 % enthält der Biotit-Hornblende-Essexit. In den basaltischen Gesteinen ist im allgemeinen gar kein Alkalifeldspat zu beobachten.

Sanidinite und eigentliche Trachyte haben nur ganz kleinen Plagioklasgehalt. Für die Plagioklastrachyte und den Essexit wird dieser schon wesentlich höher, allerdings ist es in diesen Gesteinen ein noch sehr Albit-reicher Plagioklas (Oligoklas-Andesin). Ein Maximum erreicht der Plagioklasgehalt bei den Plagioklasbasalten, die Olivinbasalte sind schon wieder etwas ärmer an diesem Gemengteil (in den Basalten vorwiegend Labrador).

Nephelin war in keinem der untersuchten Gesteine zu sichten.

Alkalihornblenden und -Pyroxene (Kataphorit, Aegirinaugit) sind ausschließlich auf die trachytischen Gesteine beschränkt. Basaltischer Augit tritt nur in den basaltischen Gesteinen auf, er ist in den Olivinbasalten am stärksten vertreten.

Basaltische Hornblende und Biotit wurden, da sie hier stets zusammen auftreten, in eine Rubrik gefaßt. Diese beiden Gemengteile sind nur in den Plagioklastrachyten, hauptsächlich aber im Hornblende-Biotit-Essexit in wesentlicher Menge vorhanden.

Olivin fehlt in den sauren Trachyten, in den Plagioklastrachyten kann er sporadisch auftreten. Im Essexit ist kein Olivin zu beobachten (Biotit). Etwas reicher an dieser Komponente sind die Plagioklasbasalte, in den Olivinbasalten wird Olivin zu einem Hauptgemengteil. Magnetit ist in allen Azorengesteinen zu beobachten, die Basalte sind relativ sehr reich an Eisenerzen.

Akzessorien wie Apatit und Zirkon sind in den untersuchten Gesteinen meist nur in ganz kleinen Mengen anwesend, der Essexit macht hierin eine Ausnahme. —

Normative Feldspatzusammensetzung.

Für die Klassifikation der Azorengesteine in dieser Bearbeitung waren Chemismus und prozentualer Gehalt an Plagioklas ausschlaggebend, ursprünglich auf Grund mikroskopischer Befunde. Es hat sich jedoch gezeigt, daß bei Verwertung der Analysen zu Berechnungen quantitativer Mineralbestände jeder dieser ausgeschiedenen Gesteinsgruppen ein mittlerer prozentualer Gehalt an normativem Plagioklas und ein mittlerer Chemismus des Plagioklases zugeschrieben und als charakteristisch angesehen werden darf.

Noch anschaulicher gestattet eine neue Projektionsmethode von Niggli[1] den mittleren Chemismus des Feldspats eines Gesteins diagrammatisch darzustellen und mit dem anderer Gesteine zu vergleichen.

Zu diesem Zwecke werden die molekularen Verhältnisse $k = \frac{or}{ab}$ als Abszisse, $\frac{2\,alk}{al + alk}$ als Ordinate eines Diagrammes gewählt. Gleichzeitig lassen sich in diesem noch Kurven-

[1] P. Niggli; zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund von Molekularwerten. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1927.

systeme eintragen, die die Verhältnisse $\frac{or}{ab + or + an}$ und $\frac{ab}{an}$ direkt abzulesen gestatten.

Ist nämlich $\frac{or}{ab} = k = x$ und $\frac{or + ab}{or + ab + an} = \frac{2\ alk}{al + alk} = y$, so ergibt sich für die beiden andern Verhältnisse: $\frac{or}{or + ab + an} = x \cdot y$ und $\frac{ab}{an} = \frac{(1-k)\ 2\ alk}{al-alk} = \frac{(1-x)\ y}{1-y}$

Die Kurven für konstantes Verhältnis $\frac{or}{or + ab + an}$ müssen der Gleichung $x \cdot y = C$ genügen, d. h. es sind gleichseitige Hyperbeln mit x- und y-Achse als Asymptoten.

Die Kurven für konstantes Verhältnis $\frac{ab}{an}$ entsprechen der Gleichung $(1-x) \cdot \frac{y}{1-y} = C'$. Es sind ebenfalls gleichseitige Hyperbeln, die nun alle durch den Punkt $x = 1$, $y = 1$ gehen, und deren Mittelpunkte auf der x-Achse im Abstand $1 + C'$ liegen.

Sind diese beiden Kurvensysteme einmal eingetragen, so lassen sich durch Einsetzen von k und $\frac{2\ alk}{al + alk}$ eines Gesteins in dieses Diagramm ohne weitere Berechnung die molekularen normativen Größen: $\frac{Kalifeldspat}{Alkalifeldspat} = \frac{or}{ab}$; $\frac{Alkalifeldspat}{Gesamtfeldspat} = \frac{or + ab}{or + ab + an}$; $\frac{Kalifeldspat}{Gesamtfeldspat} = \frac{or}{or + ab + an}$ und $\frac{Natronfeldspat}{Kalkfeldspat} = \frac{ab}{an}$, direkt ablesen.

Tab. 13.

Tabelle für die Werte k und $\frac{2\ alk}{al + alk}$.

Trachyte			Plagioklas-Basalte			Olivin-Basalte					
Nr.	k	$\frac{2\ alk}{al + alk}$	Nr.	k	$\frac{2\ alk}{al + alk}$	Nr.	k	$\frac{2\ alk}{al + alk}$		k	$\frac{2\ alk}{al + alk}$
1	0.36	0.99	7	0.22	0.61	13	0.20	0.51	Plagioklas-		
2	0.30	0.95	8	0.20	0.42	14	0.05	0.44	trachyt	0.31	0.87
3	0.37	1.01	9	0.18	0.52	15	0.16	0.54	Essexit	0.32	0.80
4	0.31	0.94	10	0.23	0.67	16	0.22	0.44			
5	0.35	0.88	11	0.21	0.52	17	0.45	0.70	Orthoklas-		
			12	0.22	0.59				basalt	0.43	0.89
Mittel	0.34	0.95	Mittel	0.21	0.55	Mittel	0.21	0.55			

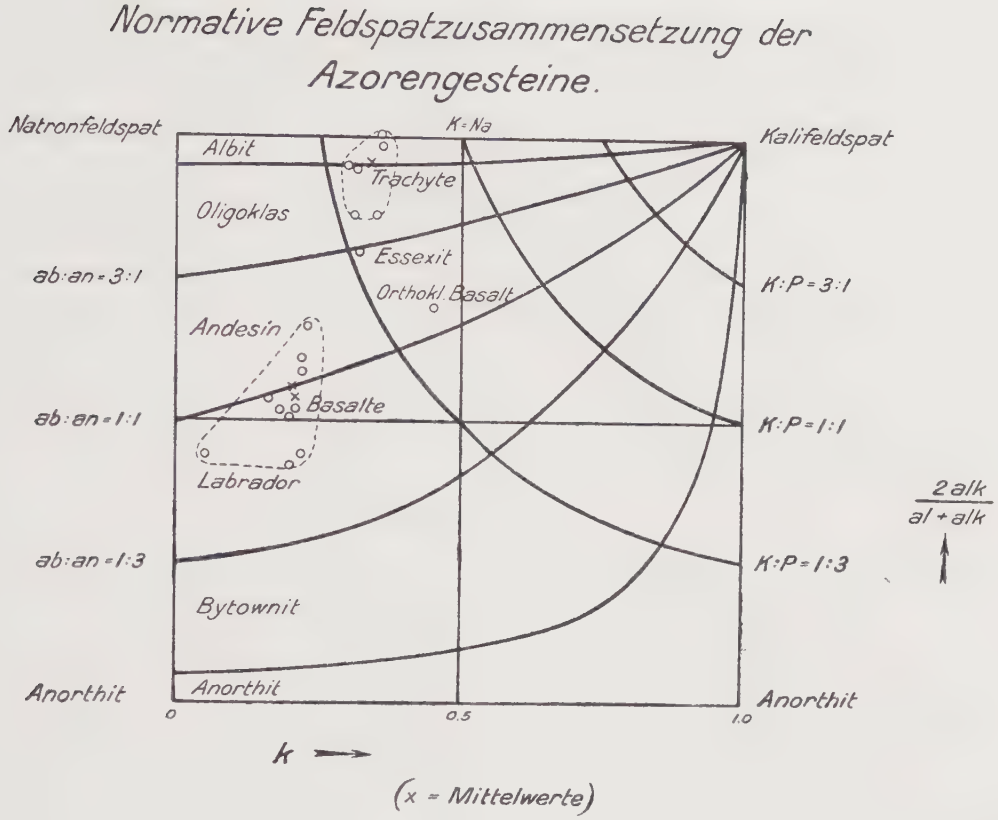


Fig. 1.

Das Diagramm (Fig. 1) zeigt nun, daß die normativen Feldspäte der trachytischen und der basaltischen Gesteine trotz einer gewissen Streuung der Projektionspunkte auf ganz bestimmte Felder angewiesen sind. Es darf gesagt werden, daß für die azorischen Trachyte ein mittlerer normativer Feldspat von der molekularen Zusammensetzung $^1/_3$ Kalifeldspat, Plagioklas = Albit (95 % ab) charakteristisch ist. Für die Plagioklastrachyte ergibt sich $^1/_4$ bis $^1/_3$ Kalifeldspat, Plagioklas = Oligoklas (85 % ab).

Der Biotit-Hornblende-Essexit hat normativ $^1/_3$ Kalifeldspat (Biotit) und Plagioklas von der Zusammensetzung: Oligoklas-Andesin (75 % ab).

Die normativen Feldspäte der Plagioklas-Basalte und der der Olivin-Basalte unterscheiden sich kaum voneinander, sie bestehen im Mittel beide zu wenig über $^1/_{10}$ aus

Kalifeldspat und aus Plagioklas = Andesin-Labrador (ca 50 % an). Der Olivindolerit No 17, der in der Grundmasse Kalifeldspat enthält, fällt mit $^1/_3$ Kalifeldspat weit außerhalb des Basaltfeldes, sein Plagioklas ist ein basischer Andesin (ca 42 % ab). Der Feldspat des Basaltes No 14 ist besonders kaliarm.

Verteilung der Kieselsäure auf normativ helle und dunkle Gemengteile.

Eine andere Projektionsmethode von Niggli[1] gestattet auf Grund der Molekularwerte eines Gesteins die Verteilung der vorhandenen Kieselsäure auf normative leukokrate und melanokrate Gemengteile in einfacher Weise zu berechnen und in Form einer Dreiecksprojektion darzustellen.

Zu diesem Zwecke geht Niggli von einem Gestein aus, dessen Quarzzahl positiv ist, in dem also si hauptsächlich auf 1. feldspatartige Moleküle, 2. femische Moleküle (incl. Ca-Silikate) und 3. freien Quarz verteilt ist.

1. Kieselsäure der Feldspäte: $si' = 6\,alk + 2\,(al - alk)$, wenn $al > alk$
$= 6\,al$, wenn $al < alk$;

2. Kieselsäure für femische Moleküle:

$si'' = fm + c - (al - alk) = 100 - 2al$, wenn $al > alk$
$= 4\,(alk - al) + fm - 2\,(alk - al) + c$
$= 100 - 3al + alk$, wenn $al < alk$;

3. Kieselsäure für freien Quarz:

$si''' = si - (100 + 4\,alk)$, wenn $al > alk$
$= si - (100 + 3\,al + alk)$, wenn $al < alk$;

wird nun $si = 1$ gesetzt, dann ist

1. salisches $-si = \frac{si'}{si} = Ls$;

2. femisches $-si = \frac{si''}{si} = Fs$;

3. freies Quarz $-si = \frac{si'''}{si} = Qs$.

Summe $Ls + Fs + Qs = 1$.

Diese 3 Werte Ls, Fs, Qs werden in ein gleichseitiges Dreieck eingetragen, dessen Ecken 100 % Quarz, 100 % Feldspatmolekülen, 100 % femischen Molekülen entsprechen.

---

[1] Schw. Min. Petr. Mitt. 1927.

Ist nun nicht genügend Kieselsäure vorhanden, um diese angenommenen höchstsilifizierten Moleküle zu sättigen, so wird die Quarzzahl und damit auch Qs negativ. Um solche Werte dennoch in die gleiche Projektion eintragen zu können, werden die 2 Dreickseiten von Qs weg über Ls und Fs hinaus um das Doppelte verlängert und Projektionspunkte mit negativem Qs in das Feld unter die Dreieckseite Ls Fs eingetragen. Die Einsetzung der wichtigsten Gesteinskomponenten in das so vergrößerte Dreieck veranschaulichen die Projektionsmethode am besten. (siehe 2 Fig. und Tab. 14)

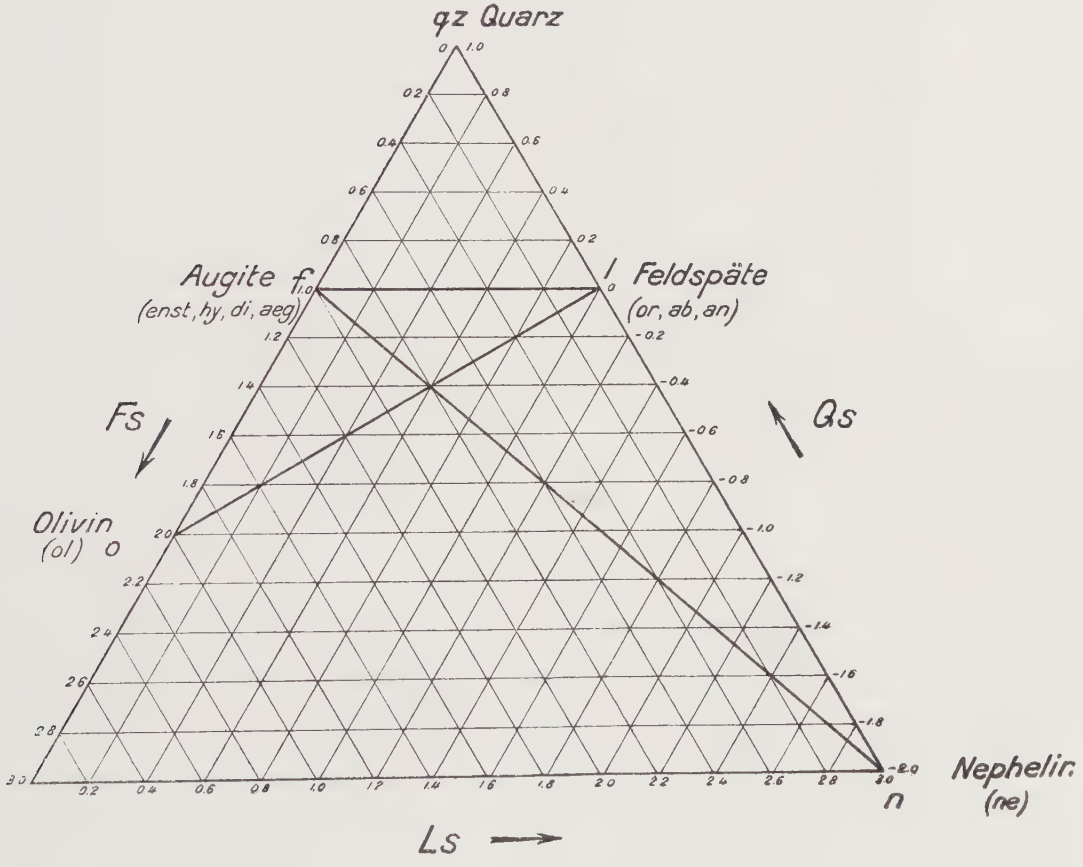


Fig. 2.

Tab. 14.

Mineral	Bezeichnung	Ls	Fs	Qs
Quarz	qz	—	—	+1
Orthoklas	or	1	—	—
Albit	ab	1	—	—
Anorthit	an	1	—	—
$[SiO_4 \cdot SiO_2]\,(MgFe)_2$	hy	—	1	—
$[SiO_4 \cdot SiO_2]\,MgCa_2$	di	—	1	—
$[SiO_4 \cdot SiO_2]\,FeNa$	ag	—	1	—
Olivin	ol	—	2	—1
Leucit	le	1.5	—	—0.5
Nephelin	ne	3	—	—2
gew. Biotit	bi	0.6	0.8	—0.4

Tab. 15

Projektionswerte Ls, Fs, Qs der Azorengesteine.

	Ls	Fs	Qs		Ls	Fs	Qs
Trachyte				Plagioklasbasalte			
Nr. 1.	0.88	0.07	+0.05	Nr. 7.	0.77	0.34	—0.12
„ 2.	0.98	0.04	—0.02	„ 8.	0.79	0.34	—0.13
„ 3.	1.00	0.06	—0.06	„ 9.	0.61	0.53	—0.14
„ 4.	0.85	0.17	+0.04	„ 10.	0.72	0.54	—0.26
„ 5.	0.95	0.04	+0.01	„ 11.	0.57	0.57	—0.14
				„ 12.	0.82	0.48	—0.30
Mittel	0.93	0.07	0.00	Mittel	0.71	0.47	—0.18
Plagioklastrachyt				Olivinbasalte			
Nr. 6.	0.95	0.11	—0.06	Nr. 13.	0.78	0.70	—0.48
				14.	0.58	0.73	—0.31
Essexit Nr. 18.	0.91	0.24	—0.15	„ 15.	0.62	0.76	—0.38
				„ 16.	0.62	0.71	—0.33
Orthoklasbasalt				„ 17.	0.51	0.92	—0.43
Nr. 19.	0.80	0.40	—0.20	Mittel	0.62	0.76	—0.38

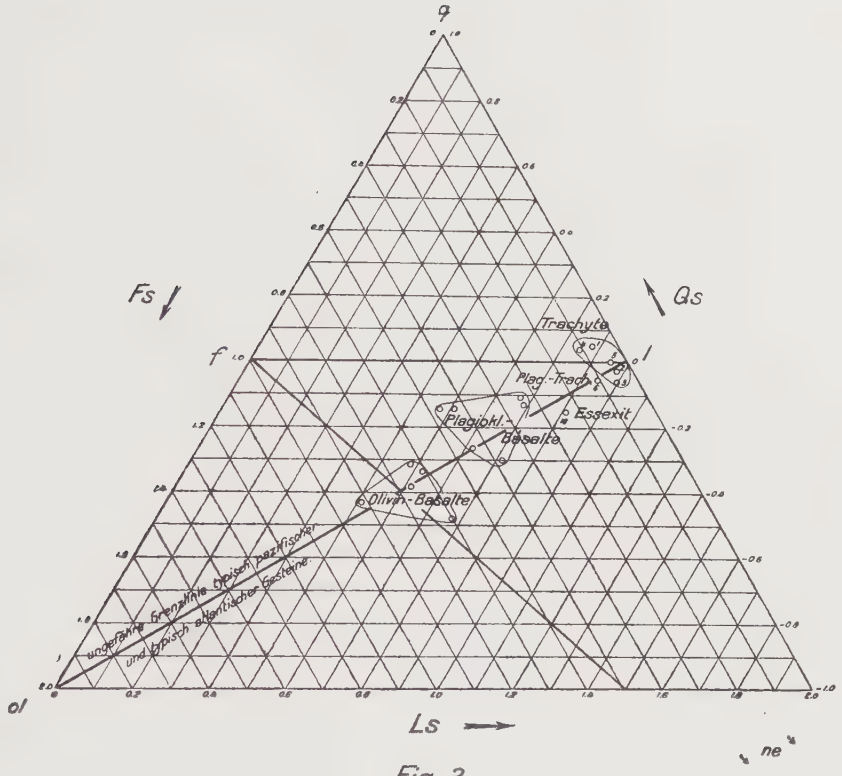


Fig. 3.

Alle Gesteine, deren Projektionspunkte Ls, Fs, Qs in das Dreieck q f l fallen, besitzen normativ nur höchstsilifizierte Moleküle und freien Quarz. Fällt der Projektionspunkt auf die Linie f l, so ist kein freier Quarz mehr zu erwarten. Gesteine, die in das Dreieck oll f fallen, lassen sich normativ aus Olivin, Augit und Feldspat konstituieren. Sobald der Projektionspunkt die Linie ol-l nach unten hin überschreitet, so reicht die Kieselsäure nicht mehr aus, die hochsilifizierten Feldspatmoleküle zu sättigen, es müssen niedersilifizierte Alk-Al-Silikate wie Nephelin und Leucit angenommen werden.

Diese Projektionsmethode sei nun auch auf die betrachteten Azorengesteine angewendet, die Werte Ls, Fs, Qs sind dazu in einer Tabelle zusammengestellt. (Tab. 15).

Das Diagramm (Fig. 3) zeigt die Projektionspunkte der einzelnen Azorengesteine. Die Trachyte und Sanidinite fallen in ein kleines Feld ganz in die Nähe des Punktes l, ihre normative Zusammensetzung ist fast ausschließlich Feldspat. Die beiden Sani-

dinite 1 und 4 kommen wenig über die Linie f1 zu liegen; beide enthalten etwas freien Quarz. Die eigentlichen Trachyte 2, 3, 5 liegen auf, eher etwas unterhalb der Linie f1, es wären also eigentlich schon kleine Mengen von Olivin zur Konstitution ihres Chemismus nötig. Auf die Tatsache jedoch, daß fast alle Alkalifeldspäte ein gewisses SiO_2 — Manko aufweisen, ist wiederholt hingewiesen worden, neuerdings von Jakob[1]. Die Projektion dieser Feldspäte würde demnach nicht genau in den Punkt 1, sondern wenig unterhalb desselben zu liegen kommen, also ebenfalls schwach negatives Qs aufweisen.

Der Plagioklas-Trachyt 6, der sich von den Trachyten in der Hauptsache nur durch höheren Plagioklasgehalt unterscheidet, projiziert sich ganz in die Nähe dieser Gesteine, da ja Plagioklas und Alkalifeldspat in dieser Darstellung aufeinander fallen. Immerhin läßt sich schon eine schwache Zunahme an dunkeln Gemengteilen gegenüber der ersten Gruppe (abgesehen von den Sanidiniten, die relativ reich an dunkeln Gemengteilen sind) erkennen, Punkt 6 kommt schon etwas mehr gegen die femische Seite zu liegen als die eigentlichen Trachyte.

Die Punkte 7, 8, 9, 10, 11 und 12 gehören den so bezeichneten Plagioklasbasalten an. Die Projektionspunkte dieser Gesteinsgruppe zeigen nun schon eine bedeutend stärkere Streuung, entsprechend dem stark wechselnden Plagioklasgehalt. 7 und 8 sind 2 besonders plagioklasreiche Gesteine. Die übrigen Plagioklasbasalte enthalten bereits ziemlich viel Olivin. Das Feld der Plagioklas-Basalte fällt zur Hauptsache in das Dreieck fol1, Nephelin oder andere niedersilifizierte Alkali-Alumosilikate sind zu ihrer normativen Konstitution nicht nötig; das Diagramm zeigt, daß diese Plagioklas-Basalte sich normativ aus den drei Komponenten Feldspat, Augit und Olivin zusammensetzen.

Die azorischen Olivinbasalte lassen sich in dieser Darstellungsweise ebenfalls in ein Feld zusammenfassen, das nun noch mehr auf die femische Seite zu liegen kommt. No. 14, 15 und 16 sind die gewöhnlichen Olivinbasalte, die Projektion zeigt, daß sie schon bedeutend olivinreicher sind als die Plagioklas-Basalte; Nephelin braucht normativ nicht angenommen zu werden; die Punkte liegen aber fast auf der Linie ol-1. Das Gestein No. 17 ist der besonders olivin- und augitreiche Olivindolerit, er zeigt sich auch in dieser Projektion als sehr reich an dunkeln Gemengteilen. No 19 ist ein alkalireicher Olivin-Basalt von Sta. Maria, seine Projektion fällt von den übrigen Olivin-Basalten weg gegen den Bereich der normativ nephelinhaltigen Gesteine. Es benötigt zu seiner normativen Konstitution die Annahme von Nephelin neben Olivin und weicht damit von den übrigen Azorengesteinen merklich ab.

Diese Dreiecksprojektion läßt aber nicht nur die Verteilung der Kieselsäure auf die einzelnen Gesteinskomponenten für die Azorengesteine erkennen, sie gibt uns auch einen ersten Einblick in die Differentiationsvorgänge, die vermutlich zur Bildung

[1] J. Jakob, Schw. Min. Petr. Mitt. Bd. VII_2.

dieser Gesteinstypen geführt haben. Werden nämlich die auftretenden Gesteinskomponenten ebenfalls in die Projektion eingetragen, so läßt sich leicht aussagen, welche Mineralien zugesetzt oder vermindert werden müssen, um von einem Gesteinstyp zu einem andern zu gelangen.

So bedeutet z. B. vertikale Aufwärtsbewegung in der Dreiecksprojektion (Fig. 2) Zunahme von Kieselsäure bei gleichbleibendem Verhältnis heller und dunkler Gemengteile.

Eine Verschiebung eines Projektionspunktes auf der Linie und in Richtung (f) → (l) bedeutet bei entsprechendem Verhältnis von MgO und FeO Abnehmen von Augit, Zunehmen von Feldspat (Alkalifeldspat oder Plagioklas). Eine Verschiebung (ol) → (l) bedeutet Abnehmen von Olivin, Zunehmen von Feldspat usw.

Wenden wir nun diese Überlegungen auf die Azorengesteine an. In Fig. 4. sind die mittleren Werte Ls, Fs und Qs je für die-Plagioklas-Basalte, die Olivin-Basalte, die Trachyte in die Dreiecksprojektion eingetragen. Die Projektionspunkte der wichtigsten in diesen Gesteinen auftretenden Mineralien sind gleichfalls eingesetzt.

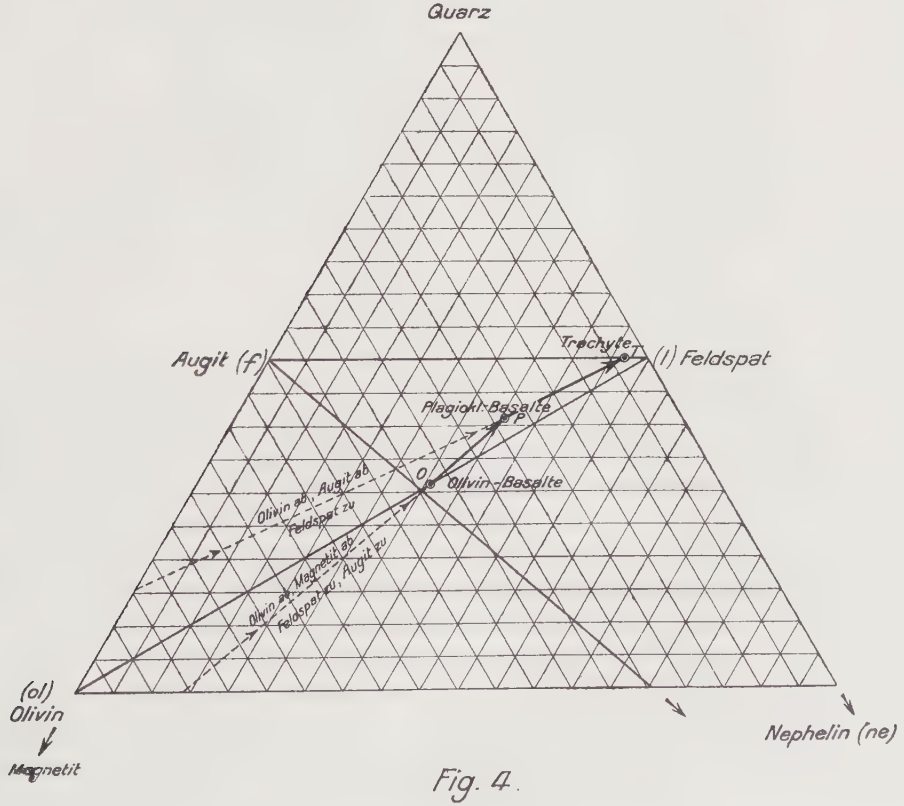


Fig. 4.

Um nun z. B. von den Olivin-Basalten zu den Plagioklas-Basalten zu gelangen, müssen wir den Projektionspunkt O nach P verschieben. Diese Bewegung fällt nicht ganz mit der Richtung (ol) → (l) zusammen, sondern die Verlängerung von O—P sticht unterhalb der Olivinecke aus und schneidet die Linie (f) — (l). Das bedeutet also, daß der Verschiebung O → P Abnahme von Olivin, dazu Abnahme von Magnetit, Zunahme von Feldspat (Alkalifeldspat und Plagioklas), und teilweise Zunahme von Augit entspricht. Mit andern Worten: es würde also Verringerung des Gehaltes an Olivin und Magnetit eines olivinbasaltischen Magmas ein Magma ähnlich dem der Plagioklasbasalte ergeben. Entfernung von Olivin und Magnetit bedeutet ja nichts anderes als relative Anreicherung der übrige Komponenten, also hier Alkalifeldspat und Plagioklas. Aus den vorausgehenden Ausführungen aber hat sich gezeigt, daß die normative Zusammensetzung des Plagioklases für die Olivinbasalte nahezu dieselbe ist wie für die Plagioklas-Basalte.

Die Olivinbasalte unterscheiden sich also von den Plagioklas-Basalten nur durch ihren höheren normativen Olivin- und Magnetitgehalt. Durch eine einfache Absaigerung von Olivin und Magnetit in einem mittleren olivin-basaltischen Magma können wir uns ein mittleres Magma der Plagioklas-Basalte entstanden denken.

Eine Verschiebung des Projektionspunktes der Plagioklas-Basalte zu dem der mittleren Zusammensetzung der azorischen Trachyte ist eine Bewegung von P nach T. Die Verschiebung P nach T bedeutet Abnahme von Olivin, Abnahme von Augit, Zunahme von Feldspat. Ausscheiden von Olivin und Augit aus dem plagioklas-basaltischem Magma bringt uns dem trachytischen Chemismus näher. Dazu kommt nun allerdings noch fast völliges Ausscheiden des Plagioklasgehaltes, was in dieser Darstellungsmethode nicht zum Ausdruck gebracht werden kann.

Um auch noch gleichzeitig den Gehalt an Plagioklas der azorischen Gesteinstypen zum Ausdruck bringen zu können, werden in einer andern Dreiecksprojektion alle dunkeln Gemengteile zusammengefaßt. Es wird nun nur noch molekular, bezw. normativ unterschieden: 1. Alkalifeldspatgehalt (Kali- und Natronfeldspat), 2. Anorthitgehalt und 3. Gehalt an dunklen Gemengteilen (Olivin, Augit, Biotit, Hornblende, Magnetit etc.).

Da für diese Gesteine stets al > alk ist, so kann der normative Gehalt an Alkalifeldspat durch 2 alk dargestellt werden. 2 (al—alk) ist repräsentativ für den normativen Gehalt an Anorthit. Diese beiden Posten von 100 subtrahiert, entsprechen einem Ausdruck für die Summe der normativen dunkeln Gemengteile. Diese ist somit

100 —2 alk—2 (al —alk) = 100 — 2 al.

Für jedes analysierte Azorengestein wurden also die drei Werte 2 alk, 2 (al—alk) und (100 — 2al) gebildet und in einem gleichseitigen Dreieck, dessen Ecken 100 % Alkalifeldspat, 100 % Anorthit und 100 % dunkeln Gemengteilen entsprechen, eingetragen.

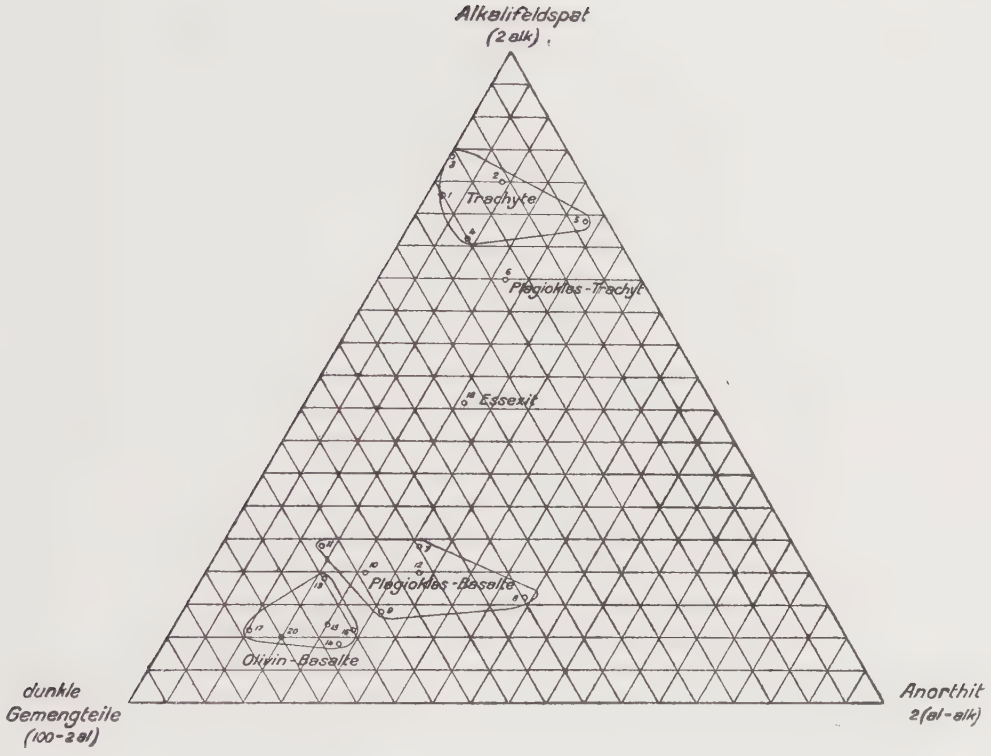


Fig. 5.

(Fig. 5). Die einzelnen Projektionspunkte lassen wiederum deutlich die ausgeschiedenen Gesteinsgruppen erkennen. Es ist auch ersichtlich, daß die Grenze zwischen Plagioklasbasalten und Olivinbasalten willkürlich angenommen worden ist.

In Fig. 6. sind nur noch die Mittelwerte der verschiedenen Gesteinsgruppen eingesetzt. Der Differentiationsverlauf ist deutlich zu erkennen.

Die Richtung O → P läßt sich in die Komponenten O → A und A → O zerlegen. O → A bedeutet Abnahme an dunkeln Gemengteilen, Zunahme an Anorthit bei gleichbleibendem Alkalifeldspatgehalt. A → P bedeutet Abnahme an dunklen Gemengteilen, Zunahme an Alkalifeldspat, Anorthitgehalt bleibt konstant. Als Ganzes ergibt also die Verschiebung O → P Abnahme an dunkeln Gemengteilen, (Olivin), Zunahme an Alkalifeldspat und Anorthit. Die Ausscheidung dunkler Gemengteile im olivin-basaltischen Magma führt zu Anreicherung der verbleibenden Komponenten Alkalifeldspat und Anorthit, ergibt also hier plagioklasbasaltisches Magma.

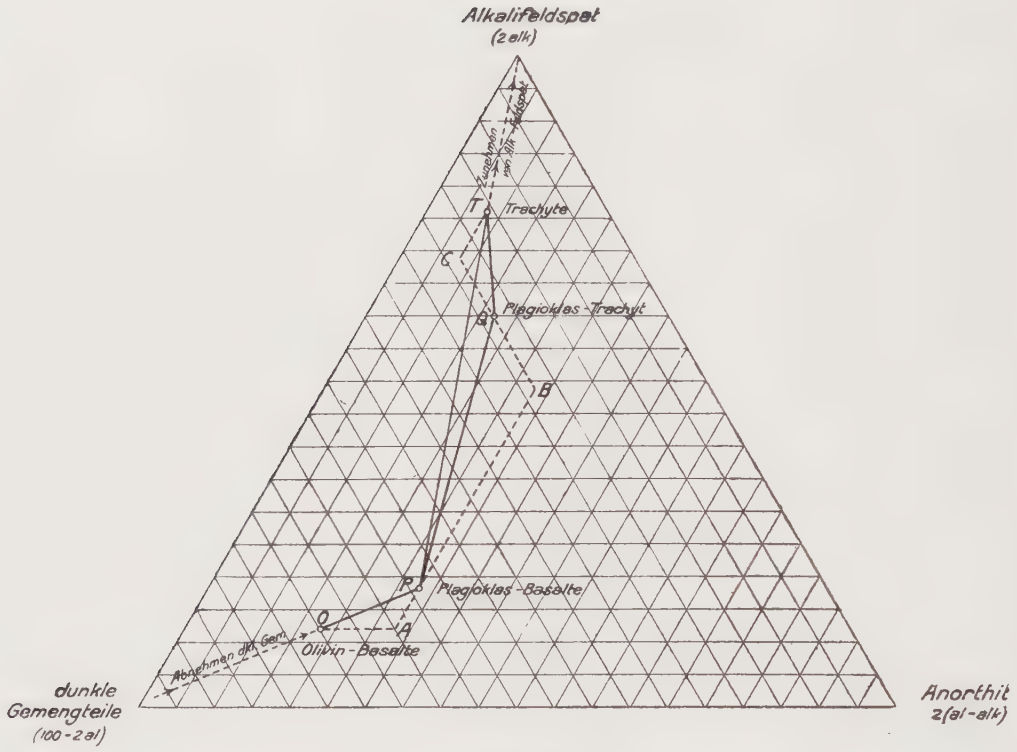


Fig. 6.

Ebenso läßt sich die Richtung P → Q in die Komponenten P → B und B → Q zerlegen. P → B bedeutet Abnahme dunkler Gemengteile, Zunahme an Alkalifeldspat; Anorthitgehalt bleibt konstant. B → Q bedeutet Abnahme an Anorthit, Zunahme von Alkalifeldspat. Ausscheidung von dunkeln Gemengteilen (Olivin, Augit) und Anorthit (Plagioklas) ergibt relative Anreicherung von Alkalifeldspat für plagioklas-trachytischen Chemismus.

Ganz analog ergibt sich bei weiterer Abscheidung von dunklen Gemengteilen und Plagioklas aus dem plagioklastrachytischen Magma die mittlere Zusammensetzung der trachytischen Gesteine. Die Länge der gezeichneten Teilstrecken, die von einem Gesteinstyp zu einem andern überführen, lassen zudem die annähernde Quantität der wegfallenden oder angereicherten Gesteinskomponenten in Molekularwerten erkennen.

Die Entfernung der Komponenten Magnetit-Olivin-Augit und Plagioklas aus einem

basaltischen Magma entspricht aber durchaus einem natürlichen Differentiationsprozeß. Ausscheidung von Olivin ist stets erstes Kristallisationsstadium eines an Olivinmolekülen reichen basaltischen Magmas. Die ausgeschiedenen sehr Forsterit-reichen Olivinkristalle werden in einer ruhig liegenden, abkühlenden Schmelzlösung wegen ihres hohen spez. Gewichtes in die Tiefe absinken, hier bei höherer Temperatur wieder aufgelöst werden. Dieser Vorgang bedeutet eine Spaltung in ein relativ MgO-reiches, SiO_2-armes in der Tiefe und in ein relativ MgO-armes, SiO_2-reiches Teilmagma im oberen Teil einer ruhig abkühlenden Schmelzlösung. Es darf zudem gesagt werden, daß diese Olivin- und Magnetit-Absaigerung einen relativ kurzfristigen Differentiationsvorgang darstellt, so daß während dieser Zeit nur untergeordnet weitere Komponenten zur Ausscheidung gelangen. Die Tatsache, daß der MgO-Gehalt mit zunehmendem SiO_2-Gehalt rasch abfällt, wird in untenstehendem Diagramm deutlich zum Ausdruck gebracht. (Fig. 7).

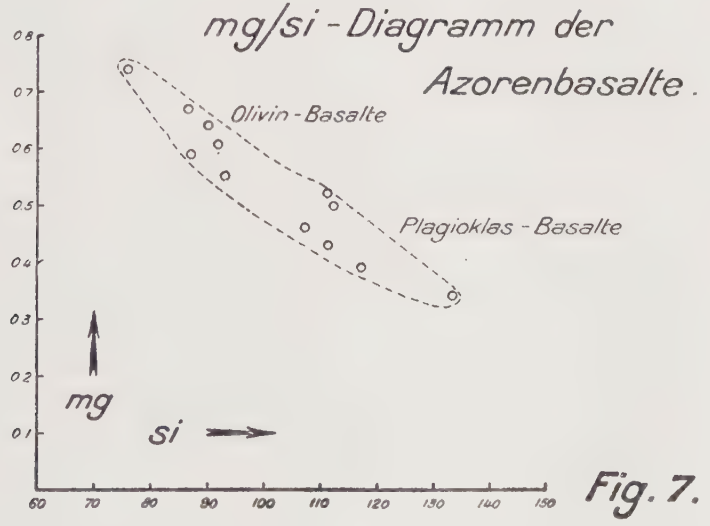


Fig. 7.

Die Olivinbomben, die in den Azorengesteinen recht häufig vorkommen sollen, bestätigen die Annahme dieser ersten Trennung in olivinbasaltisches und plagioklasbasaltisches Magma durchaus. Sie sind als Erstarrungsprodukte des tiefstliegenden Teils der Olivin ausscheidenden, basaltischen Schmelzlösung aufzufassen.

Aber auch die trachytischen Azorengesteine können als reine Absaigerungs-Differentiate eines ursprünglich basaltischen Magmas betrachtet werden.

Angenommen, es habe sich durch Magnetit- und Olivinausscheidung eines mittleren basaltischen Magmas im obern Teil der abkühlenden Schmelzmasse ein plagioklasbasaltisches (olivinarmes) Magma gebildet. Erfährt nun diese Schmelzlösung weiterhin keine äußeren Störungen, so wird die langsame Abkühlung die Erstarrung weiterer Komponenten hervorrufen. Die Dünnschliffe zeigen, daß in den Azorenbasalten nach dem Olivin Augit und Plagioklas zur Ausscheidung aus der Schmelze gelangen. Entsprechend ihrem höheren spez. Gewicht werden die sich gebildeten Augitkristalle in dieser Schmelze absinken. Die Plagioklaskriställchen jedoch werden in der Schmelze verbleiben,solange diese noch relativ reich an dunkeln Gemengteilen ist, ja sie werden durch den Auftrieb eher in höher gelegene Schichten gelangen und weiter anwachsen. Es werden sich hier also schon relativ große und zahlreiche Plagioklaskristalle anreichern, bevor die Schmelze durch weitern Olivin-, Magnetit- und Augitverlust ein niedrigeres spezifisches Gewicht erhält als das des ausgeschiedenen Plagioklases. Diese oberen Lagen des abkühlenden Magmas entsprechen bereits dem Chemismus eines sehr hellen Plagioklas-reichen Basaltes; gelangen sie durch irgendwelche Eruption an die Erdoberfläche, so würde ihre Erstarrung Gesteine liefern, die etwa den extrem Plagioklas-reichen Basalten mit ossipitgabbroidem Chemismus von S. Jorge (Analyse No. 8) gleichkämen.

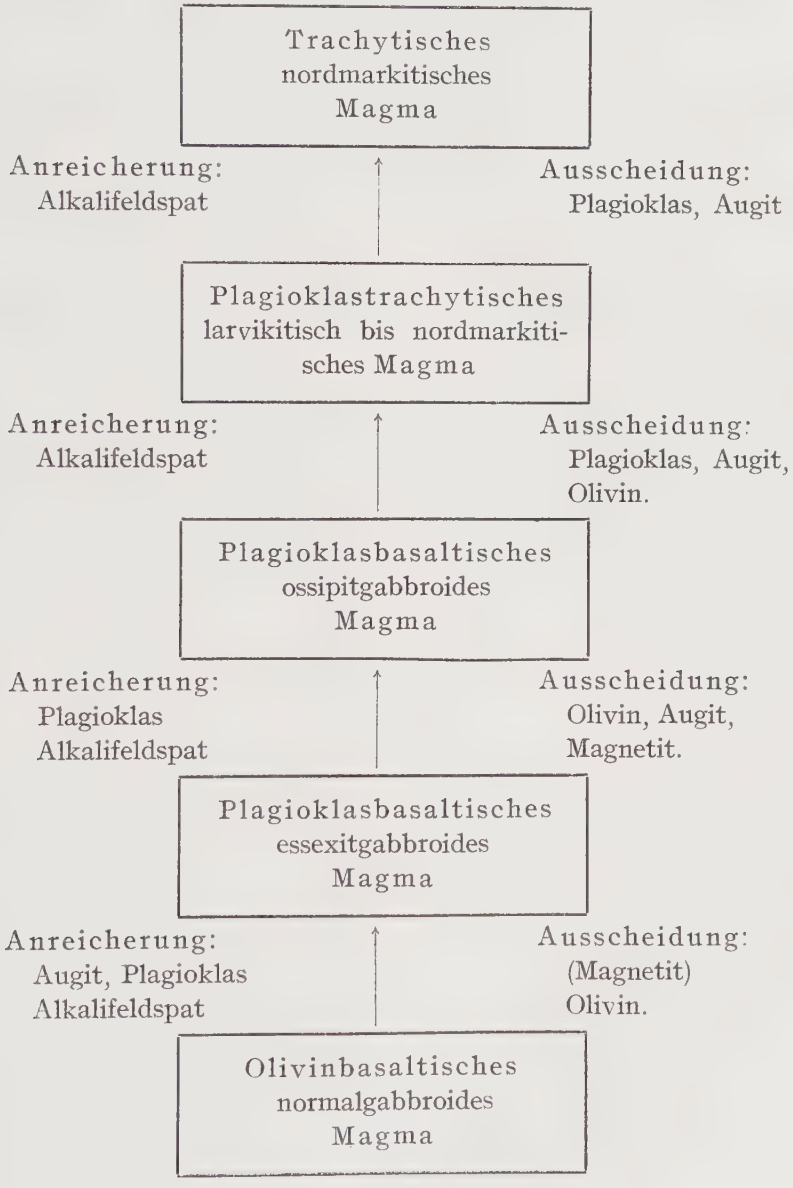
Erfährt jedoch die betrachtete Plagioklas-reiche basaltische Schmelze weitere langsame Abkühlung, so wird durch fortgesetzte Absaigerung dunkler Gemengteile (jetzt hauptsächlich Augit) ihr spez. Gewicht zu einem gewissen Zeitpunkt kleiner werden als das der in ihr vorhandenen Plagioklaskristalle. In relativ kurzer Zeit wird nun die ganze Masse des früh ausgeschiedenen Plagioklases ebenfalls in tiefer gelegene Schichten absinken. Der obere Teil der Schmelze ist nun fast völlig frei von dunkeln Gemengteilen. Wird nun noch der größte Teil des Gehaltes an Plagioklas entfernt, so besteht sie vorwiegend aus Molekühlen von Kali- und Natronfeldspat. Die Schmelzlösung entspricht dann in ihrer Zusammensetzung etwa dem plagioklastrachytischen Chemismus. Weitere Ausscheidung von dunkeln Gemengteilen und Plagioklas wird endlich zu einer rein trachytischen Teilschmelze führen.

Vielleicht läßt sich das nur spärliche Auftreten von Übergangsgliedern zwischen Plagioklasbasalten und Trachyten unter den Azorengesteinen gerade durch die Annahme dieser einfachen Absaigerungsdifferentiation erklären. Der Übergang vom plagioklas-basaltischen zum plagioklas-trachytischen Magma entspricht ja nach dem Angeführten nur einer relativ kurzdauernden Abkühlungsperiode; nämlich der Zeit des Absinkens der relativ schwer gewordenen Plagioklase.

In einer schematischen Darstellung (Tab. 16.) lassen sich diese hier erwähnten einzelnen Absaigerungsstadien übersichtlicher erkennen.

Tab. 16.

Mutmaßliche Absaigerungsstadien der azorischen Magmen.



Diese Saigerungsprozesse werden in Wirklichkeit nicht so einfach verlaufen, wie hier angedeutet worden ist, ohne Zweifel sind, wie die Änderung des Charakters der dunklen Gemengteile zeigt, gleichzeitig einsetzende Gleichgewichtsverschiebungen mitzuberücksichtigen.

In einen oberflächennahen Differentiationsherd, wie er für dies junge Vulkangebiet angenommen werden darf, sind indessen die Hauptmomente der Differentiation sicher im Ausscheiden und Absinken spez. schwerer, frühkristallisierender Komponenten des abkühlenden Magmas zu suchen.[1] Pneumatolytische Einwirkungen vom Ausmaß der im Orogen verlaufenden Differentiationen sind hier kaum beteiligt. Temperaturgefälle und Schwerkraft sind die Hauptfaktoren der erdoberflächennahen Sonderung des Magmas.

Das nur spärliche Vorhandensein quarzführender Gesteine spricht zudem für relativ kurze Zeitdauer der Differentiationsvorgänge, die zur Bildung der Azorengesteine geführt haben. —

---

[1] N. L. Bowen: Crystallisation-Differentiation in Silicate Liquids (Am. Journ. of Sc. XXXIX Febr. 1915).

N. L. Bowen: The Crystallisation of Haplobasaltic Magmas etc. (Am. J. Sc. XI. Aug. 1915).

N. L. Bowen: The Probleme of the Anorthosites (Journ. of Geol. XXV 1917).

N. L. Bowen: The later Stages of the Evolution of the igneous Rocks. (Journ. of Geol. XXIII, 1915).

IV. DIE AZOREN ALS PETROGRAPHISCHE PROVINZ UND IHRE STELLUNG ZU VERWANDTEN ATLANTISCHEN PROVINZEN.

Fig. 8 ist das Differentiationsdiagramm erhalten durch Einsetzung der Niggli-Werte sämtlicher angeführten Azoren-Gesteins-Analysen (vergl. Tab. 17). Die Azorengesteine

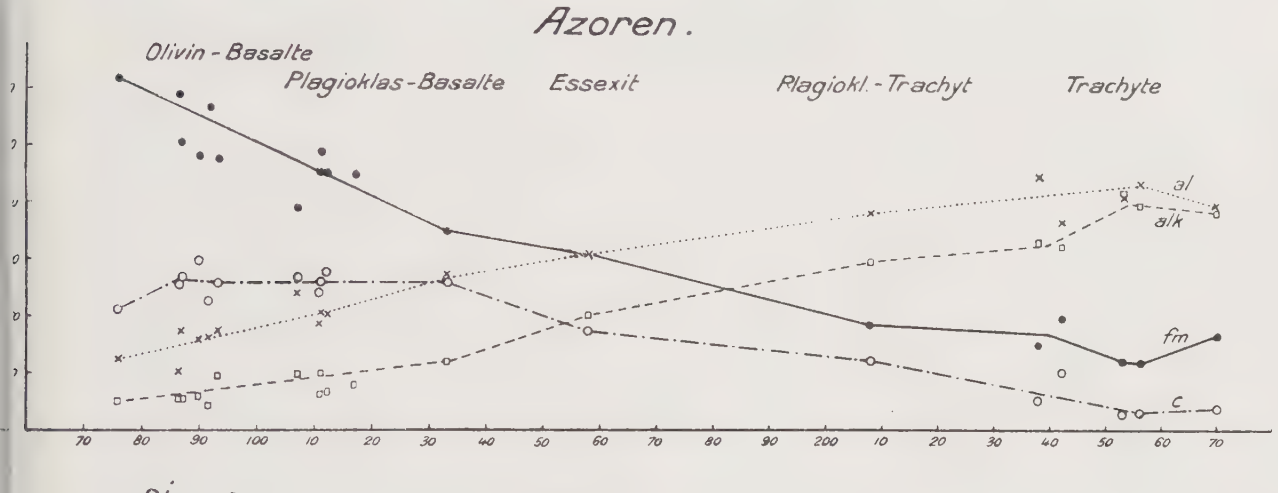
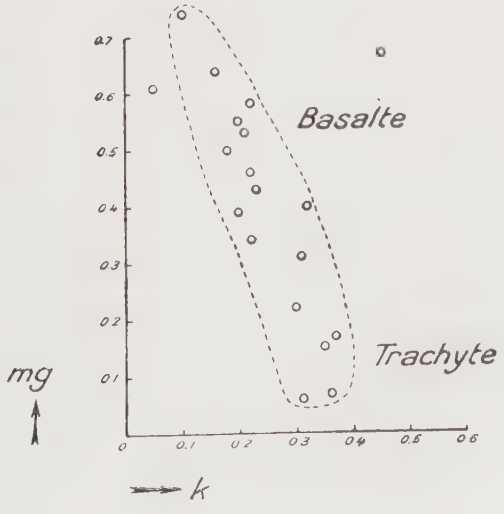


Fig. 8.



nehmen einen relativ großen si-Bereich ein. Die Gruppierung der Projektionspunkte für al, fm, c und alk zeigt aber auf den ersten Blick gewisse Häufungsstellen, die den einzelnen ausgeschiedenen Gesteinsgruppen entsprechen. So enthält der si-Bereich si 86 — 93 nicht weniger als 6 Analysenprojektionen, nämlich die Olivinbasalte, sie sich auch in dieser Darstellungsweise als sehr einheitliche Gesteinsgruppe charakterisieren. Der Olivindolerit mit si = 86,5 unterscheidet sich von den übrigen Olivinbasalten etwas durch sein besonders niederes al und hohes fm.

Auf die Olivinbasalte folgt mit steigendem si eine deutliche Lücke, zwischen si = 107 bis si = 130 projizieren sich die azorischen Plagioklasbasalte, wiederum eine recht ein-

Tab.
Azo-

Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
Na-Sanidinit	270	40	17	4	39	0.36	0.07	2	0.5
Aegirin-Trachyt	256	44.5	12	3.5	40	0.30	0.22	2	Sp.
Kataphorit-Trachyt	253	42	12.5	3	42.5	0.37	0.17		
Na-Sanidinit	242	37	20	10	33	0.31	0.06	3	Sp.
Obsidian-Trachyt	238	45.5	15	5.5	34	0.35	0.15		
Plag.-Trachyt	208	38.5	19	12.5	30	0.31	0.31	3	0.1
Biot.-Hrbl.-Essexit	158	31	31	17.5	20.5	0.32	0.40	5	1
Plagioklas-Basalt	133	27	35	26	12	0.22	0.34	6	0.7
Plagioklas-Basalt	117	30	30	32	8	0.20	0.39	6	0.3
Plag.-Basalt	112	20	45	28	7	0.18	0.50	6	0.4
Plag.-Basalt	111	20.5	45.5	24	10	0.23	0.43	7	0.4
Einschluß	111	18.5	49	26	6.5	0.21	0.53	7	2
Essexitgabbro	107	24	39	27	10	0.22	0.46	7	0.3
Olivin-Basalt	93	17.5	47.5	25.5	9.5	0.20	0.55	5	1
Basalt	91.5	16	57	22.5	4.5	0.05	0.61	4	0.4
Olivin-Basalt	90	16	48	30	6	0.16	0.64	4	0.1
Basalt	87	17.5	50.5	26.5	5.5	0.22	0.58	3	0.5
Olivin-Dolerit	86.5	10	59	25.5	5.5	0.45	0.67	2.5	0.3
Anamesit	76	12.5	61.5	21	5	0.10	0.74	2.5	0.4

heitliche Gesteinsgruppe von 6 Vertretern, doch ist hier schon eine bedeutend stärkere Streuung der einzelnen Projektionspunkte gegenüber den Olivinbasalten zu erkennen. Besonders der Plagioklasbasalt si = 117 scheint ganz von den übrigen Werten abzuweichen. Der Basalt si = 133 ist bereits ziemlich arm an dunkeln Gemengteilen.

Auf dieses Gestein folgt nun ein großer unbesetzter Bereich von si = 133 bis zum Plagioklastrachyt mit si = 208, also auf 75 si ist bis jetzt kein normales Azorenergußgestein bekannt; nur der Biotit-Hornblende-Essexit, das Auswürflingsgestein, bildet bei si = 158 ein Verbindungsglied der beiden Projektionsgruppen. Auf den Plagioklastrachyt bei si = 208, dem bei eingehender Untersuchung noch leicht weitere Analysenwerte

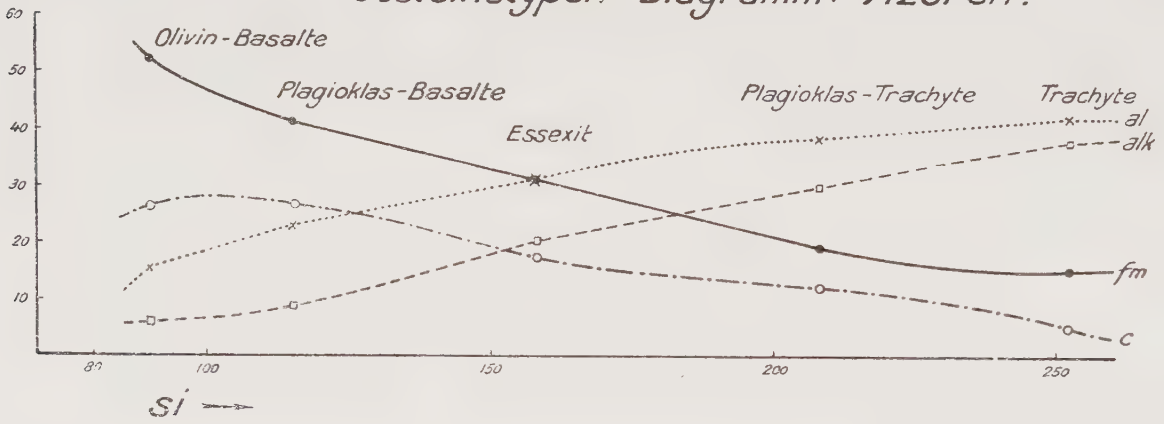
17.
ren.

c/fm	spez. Fundort	Analytiker	Quelle
0.24	Pic Aelo, S. Miguel	Esenwein	
0.29	Grutta Enferno, S. Miguel	Esenwein	
0.42	Lag. Site Cidades, S. Miguel	R. Reinisch	R. Reinisch[1]
0.50	Caldeõa, Terceiras	Esenwein	
0.36	Furnas, S. Miguel	R. Reinisch	R. Reinisch[1]
0.77	Caldeira, Faial	Esenwein	
0.54	Quebrada da Mudo, Flores	Esenwein	
0.75	Caldeõa S. Barbara, Terceira	Esenwein	
1.07	Faja S. João, S. Jorge	Esenwein	
0.63	Bandeiras, Pico	Esenwein	
0.53	S. Antonio, S. Jorge	Esenwein	
0.54	Steinbruch S. Matheo, Graciosa	Esenwein	
0.71	Pico Gipfel, Pico	Esenwein	
0.53	Figueiral S. Maria	Esenwein	
0.40	Punta Delgada, S. Miguel	C. v. John	C. v. John[2]
0.61	Pesqueiro alto, Corvo	Esenwein	
0.52	Punta Delgada, S. Miguel	C. v. John	C. v. John[2]
0.44	Faial d'Agua, S. Miguel	Esenwein	
0.34	Punta Delgada, S. Miguel	C. v. John	C. v. John[2]

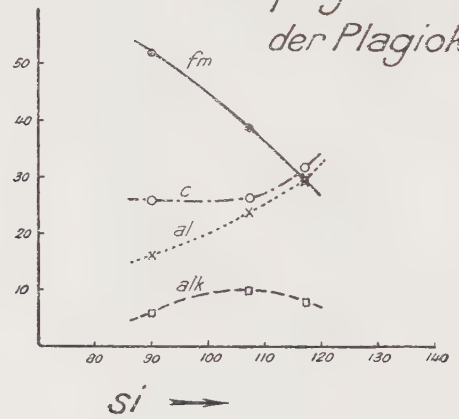
[1] R. Reinisch, D. Südpolexp. II (7) 1912.
[2] C. v. John, Ib. G. R.-A. Wien XLVI p. 289.

Gesteinstypen-Diagramm: Azoren.

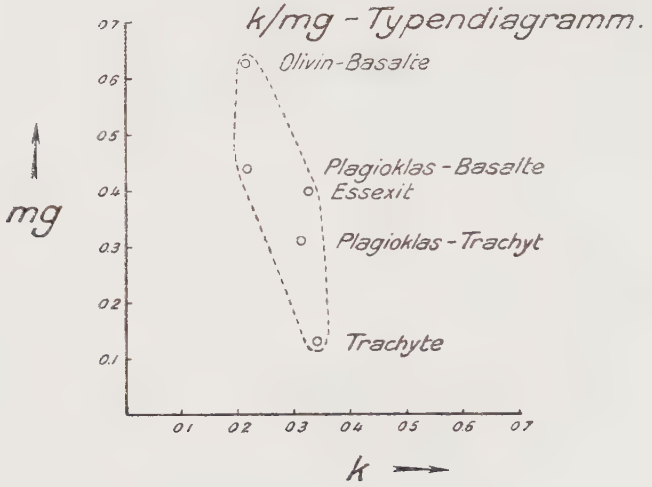
Fig. 9.



Ossipitgabbroide Zweigreihe der Plagioklas-Basalte.



k/mg-Typendiagramm.



anzugliedern wären, folgt wiederum eine kleinere Lücke bis zu den eigentlichen, fast Plagioklas-freien Trachyten, die hauptsächlich zwischen si = 240 bis 260 zu liegen kommen; der Na-Sanidinit von S. Miguel fällt auf si = 270.

Um den Hauptdifferentiationsverlauf besser zum Ausdruck zu bringen, d. h. die Streuung der Projektionswerte der einzelnen Gesteine zu vermeiden, wurden nun die Mittelwerte al, fm, c, alk der einzelnen Gesteinsgruppen zu einem Gesteinstypendiagramm zusammengefaßt. Die Mittelwerte der einzelnen Gesteinsgruppen selbst seien der Übersicht halber zu einer kleinen Tabelle zusammengestellt. (Tab. 18)

Tab. 18.
Mittlere Molekularwerte der azorischen Gesteinsgruppen.

Gesteine	si	al	fm	c	alk	k	mg	Magma
Trachyte	252	42	15	5	38	0.34	0.13	nordmarkit.-pulaskitisch
Plagioklas-Trachyte	208	38.5	19	12.5	30	0.31	0.31	larvikitisch
Essexit	158	31	31	17.5	20.5	0.32	0.40	essexitisch
Plagioklas-Basalte	115	23	41	27	9	0.21	0.44	essexitgabbroid
Olivin-Basalte	90	15.5	52	26.5	6	0.21	0.62	normalgabbroid bis hornblenditisch

Der Kurvenverlauf des so erhaltenen Diagrammes (Fig. 9) läßt sich folgendermaßen charakterisieren: al fällt mit sinkendem si erst langsam bis zu si 200 dann stärker im Gebiet der Plagioklasbasalte, aber besonders von si = 100 an im Bereich der Olivinbasalte. alk sinkt gleichmäßig, aber stärker als al durch den ganzen si-Bereich ab. Erst im Gebiet der Basalte (si ca 100) verflacht sich die Kurve etwas.

Die Differenz al — alk (Plagioklasgehalt) wächst dementsprechend von 4 bei den Trachyten über 8.5 bei den Plagioklastrachyten, 11 beim Essexit auf ein Maximum von 14 bei den Plagioklasbasalten an, und nimmt bei noch niedererem si, in der Gegend der Olivinbasalte, wieder rasch ab.

fm steigt mit fallendem si erst langsam von 15 auf 19 bei den Plagioklastrachyten dann ziemlich kräftig über den Essexit (31) zu den Plagioklasbasalten (41) an und erreicht hohe Werte (über 50) bei den Olivinbasalten.

c steigt von niederen Werten (5) bei den Trachyten ziemlich rasch über Plagioklastrachyt und Essexit und erreicht sehr hohe Werte bei den Plagioklas- und Olivinbasalten (über 25) und fällt erst von si — 90 an wieder merklich ab.

Die al und fm -Kurven schneiden sich im Projektionspunkt des Essexits, also bei si = 158, c und alk treffen wenig unterhalb bei si = 154 zusammen.

Die Isofalie dieses Diagrammes ist somit charakterisiert durch die Werte:

si = 158, al = fm = 31, c = 17.5, alk = 21.5

Die Magmenbezeichnungen essexitgabbroid, essexitisch, larvikitisch und nordmarkitisch-pulaskitisch, die den betrachteten Azorengesteinen eigen sind, gehören sämtlich der Natronreihe an.

Es sind dies jedoch nicht die extrem alkalireichen Magmentypen der atlantischen Sippe, die Differentiation essexitgabbroid-larvikitisch bezeichnet Niggli als schwach atlantische Differentiation. Essexitisches Magma gehört der normalen (also nicht schwachen) atlantischen Reihe an, das hier auftretende essexitische Magma hat aber bei sonst gleichen al, fm, c und alk-Werten eine um 18 höhere si-Zahl als der Niggli'sche Normaltyp „essexitisch". Das bedeutet, daß für dieses Gestein weniger oder gar keine Nephelin-artigen Gemengteile in Frage kommen, wie solche für das normale essexitische Magma kennzeichnend sind. Dieser azorische Essexit ist deshalb gleichfalls als zur schwach atlantischen Differentiation gehörig zu betrachten.

Die Nordmarkitisch-pulaskitischen Magmen der Azorentrachyte sind dagegen schon Vertreter der eigentlichen Natron-Reihe.

Anderseits gehören die normalgabbroiden und hornblenditischen Magmen der Olivinbasalte eher der Kalkalkalireihe an; doch ist die Unterscheidung von Magmentypen bei so kieselsäure-armen Gesteinen recht unsicher.

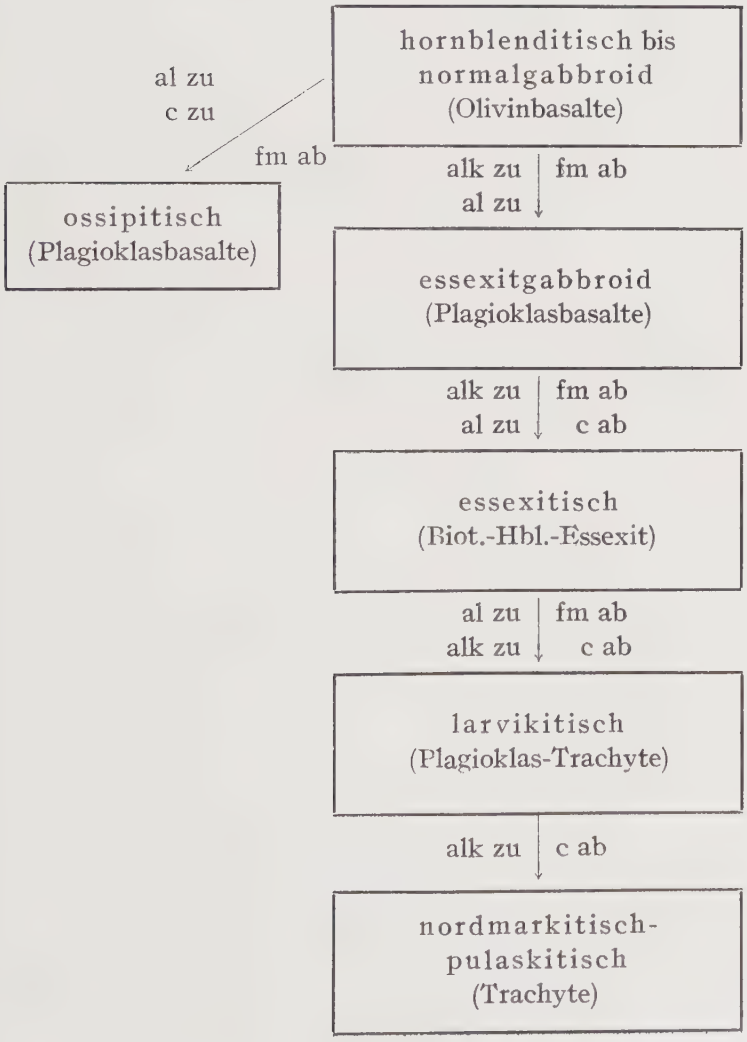
Die Projektionswerte der Plagioklasbasalte im Differentiationsdiagramm (Fig. 8) zeigen eine merkliche Streuung der Werte al, fm und c; alk bleibt ziemlich konstant. Bei genauerer Betrachtung läßt sich aus einzelnen Magmen dieser Gesteine sehr deutlich eine Nebentendenz erkennen, die sich vom Hauptdifferentiationsverlauf in der Gegend des Mittels der Olivinbasalte loslöst und über essexitgabbroides Magma zu ausgesprochen ossipitischem Chemismus führt (siehe Fig. 9 a). Diese Nebentendenz in der Differentiation des azorischen Magmas hat ausgesprochen pazifischen Charakter, sie entspricht der anorthositischen Zweigreihe des mittleren Kalkalkalidiagrammes. Diese löst sich ebenso bei etwas unter 100 si vom Hauptdiagramm ab und führt dann über ossipitische zu extrem al und c reichen anorthositischen und labradorfelsitischen Magmen. Diese azorische, sowie die allgemein pazifische Nebentendenz sind auf Plagioklasanreicherung zurückzuführen.

Die Plagioklasbasalte mit ossipitgabbroidem Chemismus würden nach dem im vorigen Abschnitt aufgestellten möglichen Differentiationsprozeß des azorischen Magmas dem Stadium der Differentiation entsprechen, in dem die femischen Gemengteile größtenteils abgesunken sind, jedoch das spez. Gewicht der Restschmelze noch höher ist als die

bereits ausgeschiedenen Plagioklaskristalle. Der betreffende Plagioklasbasalt enthält nur noch sporadisch Olivin und relativ wenig Augit; Hauptbestandteile sind große Einsprenglinge von Plagioklas.

Tab. 18.

Differentiationsschema der Azorenmagmen.



Tab.
Ascension

Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
Quarz-Trachyt	367	38	16.5	3.5	41.5	0.37	0.07	0.9	Sp.
Rhyolith-Obsidian	352	41	15.5	4	39.5	0.28	0.39	—	—
Trachyt	300	37.5	17	4	42	0.29	0.11	2.9	0.3
Aenigmatit-Trachyt	290	39	16	5	40	0.36	0.06	0.3	—
Trachyt	285	39	15	5	41	0.36	0.07	—	—
Trachyt-Bimstein	266	39	15	7	38.5	0.36	0.17	—	—
Trachyt	276	39.5	19	3.5	38	0.33	0.27	1.3	0.3
Kataphorit-Trachyt	252	37	18	7	38	0.35	0.21	0.9	—
Trachyandesit	189	28.5	31	15.5	24.5	0.24	0.35	8.4	1.0
Trachydolerit	155	33	28.5	17	21	0.38	0.30	2.1	0.3
Trachydolerit	146	36	25	20	19	0.33	0.30	2.9	0.5
Trachydoleritisch. Basalt	143	26.5	37	21	15.5	0.23	0.43	4.0	0.6
Olivinarmer Basalt	119	22	43.5	23.5	10.5	0.18	0.42	6.4	0.6
Olivin-Basalt	108	21.5	47	24	7	0.11	0.51	4.7	0.5

Tab.
St.

Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
Trachytisch. Phonol.	245	39.5	14.5	5.5	40	0.36	0.03	2.1	0.5
Phonolith	222	38.5	16.5	6.5	38	0.29	0.01	1.1	0.4
Phonolith	218	41	15.5	3	40.5	0.35	0.01	0.9	0.2
Phonolith	210	35.5	21	10	34	0.27	0.06	2.5	0.2
Phonolith	190	33.5	21	11	34.5	0.24	0.09	3.8	1.4
Basalt	137	30	38	20	12	0.15	0.31	5.8	0.7
Trachydoleritisch. Basalt	133	29	36	19	16	0.21	0.36	3.7	0.3
Oliv.-armer Basalt	113	26	39.5	20.5	13.5	0.14	0.43	4.0	0.6
Oliv.-armer Basalt	106	20.5	47.5	21.5	10.5	0.20	0.53	8.2	0.5
Olivin-reicher Basalt	97	15	54.5	24.5	6.5	0.18	0.61	7.1	0.1
Trachydolerit	94	22	41.5	27.5	9	0.24	0.46	1.3	0.3

19.
Island.

c/fm	spez. Fundort	Analytiker	Quelle
0.21	White Hilldome	E. G. Radley	R. A. Daly[1]
0.26	Riding School	R. Reinisch	R. Reinisch[2]
0.24	Southest Head dome	H. S. Washington	R. A. Daly[1]
0.31	Green Mt.	R. Reinisch	R. Reinisch[2]
0.33	Dark Slope	R. Reinisch	R. Reinisch[2]
0.47	Riding School	R. Reinisch	R. Reinisch[2]
0.13	Ragged Hill dome	H. E. Vassar	R. A. Daly[1]
0.39	Cross Hill Georgetown	R. Reinisch	R. Reinisch[2]
0.50	S. E. Head	H. S. Washington	R. A. Daly[1]
0.59	Fortress Hill	R. Reinisch	R. Reinisch[2]
0.80	Beim Pier	R. Reinisch	R. Reinisch[2]
0.57	Lavastrom Mt. Red Hill	H. E. Vassar	R. A. Daly[1]
0.54	N. Wand Cricket Vally	H. E. Vassar	R. A. Daly[1]
0.51	Lavastrom, SW-Gruppe	H. E. Vassar	R. A. Daly[1]

20.
Helena.

c/fm	spez. Fundort	Analytiker	Quelle
0.38	Hooper Rock	H. S. Washington	R. A. Daly[3]
0.40	„Chapel" Pipe	H. S. Washington	,,
0.19	Lot's Wife	,,	,,
0.48	Sheeps Knoll	M. G. Keyes	,,
0.52	Little Stone	,,	,,
0.53	W. Gipfel High Knoll	Wash. u. Keyes	,,
0.53	High Knoll	,,	,,
0.52	SW. Gipfel Dianas Peak	,,	,,
0.45	Pfad v. Knothy Ridge	,,	,,
0.45	Weg b. d. Kabelstation	H. S. Washington	,,
0.66	Ladder Hill	R. Reinisch	D. Südpolexp. II (7) 1912, p. 645

[1] R. A. Daly, Proc. Am. Ac. of Arts a. Sc. 1925.
[2] R. Reinisch, d. Südp. Exp. II (7) 1912.
[3] R. A. Daly, Proc. Am. Ac. of Arts a. Sc. 62, p. 68, 1927.

Tab.
Ma-

Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
Trachyt	280	43	11	10	36	0.29	0.20	0.5	Sp.
Gauteit	186	36	22	14	28	0.25	0.27	1	0.5
trachyt. Trachydolerit	175	34	23	19	24	0.19	0.26	2	0.7
,, ,,	152	33	27	21	19	0.20	0.32	3.5	0.7
,, ,,	151	32	29	19	20	0.22	0.28	2.5	1
,, ,,	148	30	29	22	19	0.21	0.31	2	1
Amphibolmonchiquit	126	27	35	23	15	0.28	0.41	5	1
basaltoid. Trachydolerit	112	23	40	26	11	0.20	0.44	5	1
Essexitdiabas	107	23	39	29	9	0.17	0.36	7	0.5
Essexitdiabas	102	22	42	27	9	0.18	0.44	2	0.5
Trachydolerit	102	22	44	24	10	0.20	0.41	4	1
Trachydolerit	100	20	48	24	8	0.22	0.51	5	0.6
Trachydolerit	95	21	50	23	6	0.29	0.49	4	0.8
Essexitmelaphyr	93	17	55	22	6	0.18	0.62	4	0.7
Essexitporphyr	92	17	52	24	7	0.24	0.56	4.5	0.5
Feldspatbasalt	91	17	52	25	6	0.24	0.59	5	0.6
Trachydolerit	90	20	52	22	6	0.29	0.52	3.5	0.7
Feldspatbasalt	90	18	50	24	8	0.25	0.57	5	0.6
Feldspatbasalt	88	17	51	25	7	0.27	0.55	6	0.6
Feldspatbasalt	88	17	51	25.5	6.5	0.25	0.53	5	0.6
basaltoid. Trachydolerit	88	15	58	21	6	0.22	0.62	4	0.5
Essexit	87	15	57	23	4	0.23	0.67	2	Sp.
Limburgit	85	16	53	24	7	0.22	0.57	5	0.4
Feldspatbasalt	82	15	58	23	4	0.28	0.61	4	0.5
Feldspatbasalt	80	14	58	22	6	0.22	0.61	5	0.5
Amph.-Aug.-Monchiquit	80	15	58	23	4	0.29	0.63	4	Sp.
Pyroxenit. Essexitdiabas.	76	10	59	28	9	0.21	0.67	4	Sp.

Das Vorhandensein dieser ossipitgabbroiden Nebentendenz im azorischen Differentiationsverlauf spricht wiederum deutlich für den pazifischen Einschlag dieser atlantischen Provinz. Es scheint aber diese ossipitische Nebentendenz für viele schwach atlantische Gesteinsprovinzen charakteristisch zu sein.

21.
deira.

c/fm	spez. Fundort	Analytiker	Quelle
0.88	G. Curral	Eyme	L. Finkh, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Ges. 65, 1913, p. 453ff. C. Gagel, ebenda, Bd. 64, p. 344ff. 1912 u. Bd. 66, p. 449ff. 1914.
0.63	G. Curral	Eyme	
0.82	Serrada	Eyme	
0.76	Achada, Porta da Cruz	Klüss	
0.65	Ilheo, Porta da Cruz	Eyme	
0.77	Rib. de Massapez	Eyme	
0.66	Rib. frio Grande	Eyme	
0.64	Punta do Sol	Eyme	
0.74	Rib. das Voltas	Eyme	
0.64	Soca	Eyme	
0.55	Pico Serrado	Klüss	
0.50	Lombo Grande, Curral	Klüss	
0.44	Champanna	Eyme	
0.40	Punta Delgada	Klüss	
0.45	Rib. de Massapez	Klüss	
0.47	Rib. frio Grande	Eyme	
0.42	Serrado	Eyme	
0.49	Bocca dos Corregos	Eyme	
0.48	Gran Curral	Eyme	
0.50	Caniçal	Eyme	
0.45	Rib. de Massapez	Klüss	
0.41	Borramo del Amandero	Eyme	
0.39	Caniçal	Klüss	
0.39	Calhete	Eyme	
0.38	Serrado	Eyme	
0.39	Lambo grande	Eyme	
0.48	Rib. de Massapez	Klüss	

In seiner Gesamtheit läßt sich der Differentiationsverlauf der azorischen Magmen etwa durch folgendes Schema überblicken: (Tab. 18.)

Diese vorweg genannten provinzialen Eigenschaften kommen jedoch erst im direkten Vergleich mit andern einheitlichen petrographischen Provinzen zum Ausdruck. Das

Tab.
Ca-

Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
Obsidian	406	48	6.5	6	39.5	0.46	0.37	—	—
Trachyt	289	41	18.5	1.5	39.5	0.33	0.06	2.1	Sp.
Trachyt	256	41	16	4	38.5	0.27	0.29	0.7	—
Phonolith	252	40	18	4.5	37.5	0.26	0.34	1.2	—
Trachyt	239	43.5	14	5.5	37	0.20	0.42	1.4	—
Aegirin-Phonolith	226	43.5	15.5	10	30.5	0.22	0.37	2.0	—
Aegirin-Phonolith	224	36	17.5	8.5	38	0.13	0.21	0.9	—
Trachyt	219	46	21	3	30	0.24	0.60	2.0	—
Phonolith	212	41.5	15	3	40.5	0.54	0.16	1.3	Sp.
Phonolith	203	42.5	12.5	4	40.5	0.18	0.32	0.6	—
Sodalith-Trachyt	199	38.5	16	6	39.5	0.23	0.33	1.2	—
Trachyphonolith	188	36.5	18.5	15	29.5	0.20	0.40	2.7	—
Phonolith	169	38	16.5	10	35	0.21	0.34	1.1	—
Basalt	116	26.5	36	27	10.5	0.19	0.44	4.4	0.6
„Labradorit“	109	24.5	35	25	15.5	0.18	0.13	6.3	—
Alkali-Basalt	106	21	43	24.5	11	0.20	0.51	8.6	1.3
Dolerit	101	23.5	39	28	9	0.11	0.45	7.4	0.8
Essexitporphyrit	101	23	42	26	9.5	0.24	0.48	10.0	0.7
Dolerit	98	21.5	43	26	9.5	0.18	0.51	7.0	—
Ganggestein	94	17	48	26.5	8.5	0.27	0.58	10.0	0.5
Basalt	87	19.5	49.5	22	9.5	0.24	0.58	4.9	—
Basalt	85	17	50	27	5.5	0.24	0.49	9.4	—
Basalt	84	19.5	47	25	8	0.20	0.58	5.3	—
Melilith-Ankoratrit	62	7	53.5	34.5	5.5	0.21	0.66	5.9	0.6
„ „	59	4	69.5	22.5	3.5	0.31	0.74	4.0	0.2

Gebiet des atlantischen Ozeans zeigt uns außer den Azoren weitere Inseln und Inselgruppen, für die ebenfalls relativ junges Alter und einheitliche Magmenförderung mit ziemlicher Gewißheit angenommen werden dürfen. Unsere Kenntnisse ihrer genaueren petrographischen Verhältnisse weisen jedoch bis heute noch beträchtliche Lücken auf.

22.

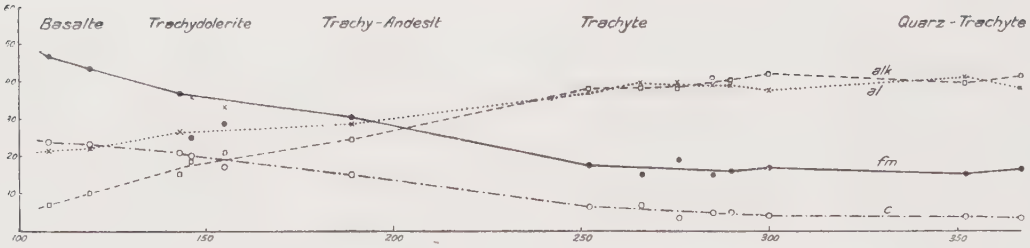
naren.

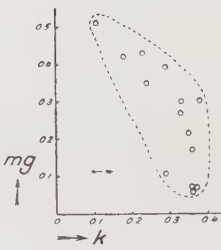
c/fm	spez. Fundort	Analytiker	Quelle
0.92	Teneriffa	A. Lagorio	A. Lagorio T.M.P.M.VIII.1887 p. 440 [p. 568
0.81	Agulo, La Gomera	Utescher	C. Gagel Z. d. d. g. G. 77. 1925
0.25	Barrancos d. l. Villa, Gom..	Pisani	Novarro, L. F.[1]
0.25	Rocque del Valle, Gomera	Pisani	Novarro, L. F.[1]
0.39	Barrancos d.l. Villa, Gom.	Pisani	Novarro, L. F.[1]
0.64	Muā del Calvaria, Gom.	Pisani	Novarro, L. F.[1]
0.48	Alajero, Gomera	Pina de Rubies	Novarro, L. F.[1]
0.14	Mua del Calvaria, Gom.	Pisani	Novarro, L. F.[1] [p. 568
0.20	Barr. d. l. Villa, Gomera	Utescher	C. Gagel. Z. d. d. g. G. 77. 1925
0.32	Barr. del Ingenio, Gom.	Pisani	Novarro, L. F.[1] [p. 396
0.37	Pico de Teyde, Teneriffa	N. Sahlbom	H. Preiswerk, C. B. f. M. 1909
0.81	Fortalezza, Gomera	Pisani	Novarro, L. F.[1]
0.64	Teneriffa	N. Sahlbom	H. Preiswerk, C. B. f. Min.
0.75	Agulo, Gomera	Pinā de Rubies	Novarro, L. F.[1]
0.71	Agulo, Gomera	Pinā de Rubies	Novarro, L. F.[1]
0.57	S. Sebastian, Gomera	Utescher	C. Gagel
0.71	Jorao, Gomera	Pisani	Novarro[1]
0.62	Hermigua, Gomera	Utescher	C. Gagel
0.61	Jorao, Gomera	Pisani	Novarro[1]
0.55	gegenüb. Hermigua, G.	Utescher	C. Gagel
0.44	Esperanza, Teneriffa	N. Sahlbom	H. Preiswerk
0.54	S. Sebastian, Gomera	Pisani	Novarro[1]
0.53	Anaga Mts, Teneriffa	N. Sahlbom	H. Preiswerk
0.65	Mayo	Raoult	A. Lacroix, Min. Mad. III p. 64
0.32	Sal	Raoult	A. Lacroix Min. Mad.

Es muß einer spätern Untersuchung, die über bedeutend umfangreichere Einzelresultate verfügen kann, vorbehalten sein, die petrographischen Verhältnisse des atlantischen Gebietes als Gesamtbild zu fassen.

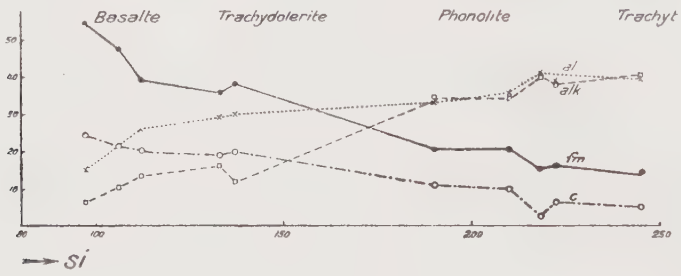
[1] Trab. Mus. Cienc. nat. Ser. geol. 23. 1918, Madrid.

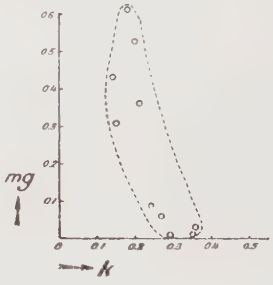
Ascension - Island. Fig. 10.



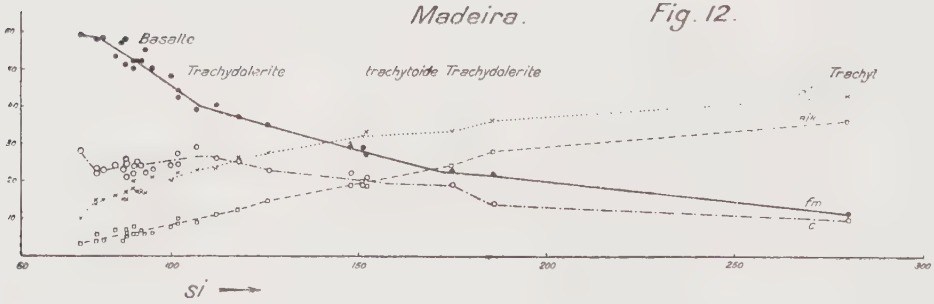


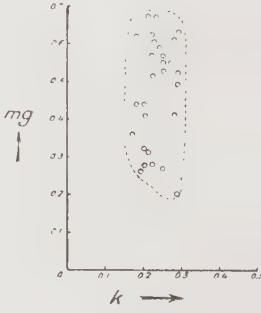
St. Helena Fig. 11.



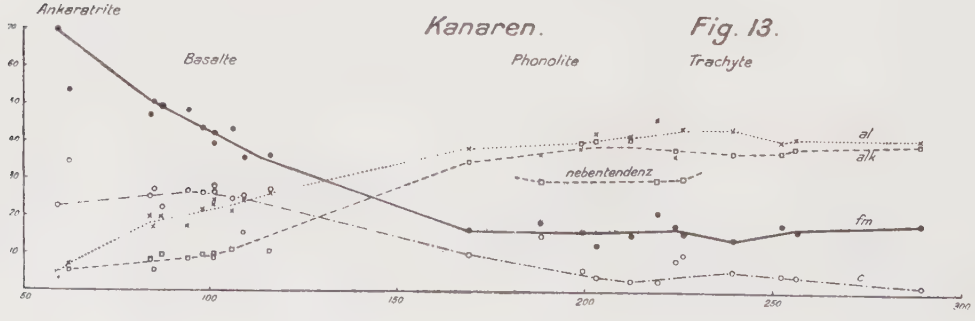


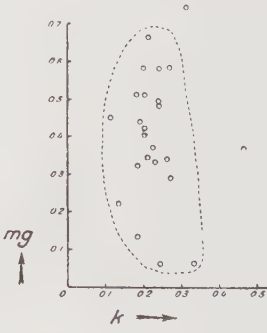
Madeira. Fig. 12.





Kanaren. Fig. 13.





Immerhin kann sich ein Vergleich der in dieser Arbeit erhaltenen Resultate mit solchen benachbarter atlantischer Inseln interessant gestalten. Als Vergleichsprovinzen kommen besonders in Betracht: Madeira, dessen Gesteine aus neueren Arbeiten von Finkh und Gagel bekannt sind. Ergebnisse petrographischer Studien an Gesteinen der Kanarischen Inseln sind schon seit längerer Zeit von verschiedenen Autoren publiziert worden. St. Helena und Ascension Island haben erst vor kurzer Zeit durch Daly eingehende Würdigung erfahren.

Die Gesteinsanalysen, die mir von diesen 4 petrographischen Provinzen erreichbar waren, wurden in Niggli-Werte umgerechnet und tabellarisch zusammengestellt (Tab. 19 bis 22). Einige ältere unsichere Analysen mußten weggelassen werden.

Die Projektionswerte der Tabelle jeder einzelnen Provinz sind in Differentiationsdiagramme eingetragen worden, deren Kurven den mittleren Projektionswerten entsprechen.

Die provinziellen Eigenschaften dieser 4 atlantischen Provinzen sollen nun im folgenden den petrographisch-chemischen Befunden der Azorengesteine gegenübergestellt werden.

Zu den Diagrammen der 4 Vergleichsprovinzen sei folgendes bemerkt: (siehe Figuren 10, 11, 12 und 13)

Sie zeigen wie das Diagramm der Azorengesteine deutliche Häufungsstellen von Projektionswerten, die teilweise durch unvollständige Analysensammlungen des betreffenden Gebietes verursacht sein mögen, hauptsächlich aber, — auch nach den rein petrographisch-geologischen Beschreibungen zu schließen —, in dem Vorwiegen besonders bevorzugter Gesteinsgruppen, also schlechthin in Differentiationsprozessen begründet sind.

In der vorausgegangenen Besprechung der azorischen Gesteinsverhältnisse hat sich für diese Inselgruppe eine Einteilung auf mikroskopischer und chemischer Grundlage in basaltische und trachytische Gesteine ergeben. Diese Gesteine ließen sich wiederum in Plagioklas-reiche und Plagioklas-arme — Basalte und — Trachyte gliedern. Übergangsgesteine zwischen Basalten und Trachyten sind relativ spärlich. Aus den Beschreibungen und aus den hier erhaltenen Differentiationsdiagrammen lassen sich nun auch für die 4 Vergleichsprovinzen durchaus ähnliche Verhältnisse erkennen.

Im Diagramm der Madeiragesteine (Fig. 12) ist eine deutliche Häufung von Projektionswerten um si 90 zuerkennen, sie entspricht den azorischen Olivinbasalten von hornblenditischem Chemismus. Von si 100 bis 125 sind 7 Gesteine, hauptsächlich „basaltoide Trachydolerite", teilweise mit sehr hohem c, diese Gruppe darf als Analogon zu den azorischen Plagioklas-Basalten aufgefaßt werden. Nun folgt eine Lücke; bei si 150 jedoch liegen drei Gesteine, die als trachytoide Trachydolerite bezeichnet sind. Sie

haben essexitischen Chemismus, der mit dem des vereinzelt auftretenden Hornblende-Biotit-Essexit der betrachteten Azorengesteine übereinstimmt. Eine Häufungsstelle bei diesem si-Wert ist jedoch nur in diesem einen Diagramm zu erkennen, in den 4 andern fehlt sie vollständig. Die 2 Trachyandesite um si 180 entsprechen dem Chemismus der azorischen Plagioklas-Trachyte. SiO_2—reichere Gesteine, entsprechend den eigentlichen Azorentrachyten sind von Madeira bis jetzt nur untergeordnet bekannt.

Das Diagramm von St. Helena (Fig. 11) läßt trotz des spärlichen Analysenmaterials wiederum mit den Azoren verwandte Verhältnisse durchblicken. Es zeigen sich Olivinführende Basalte mit essexitgabbroid. Chemismus bei si = 100—110, dann sind Trachydolerit-Basalte zwischen si 130—140 zu erkennen, es folgt wiederum die bei den Azoren erwähnte große Lücke bis zu si 190. Von hier bis si 220 liegt eine Gruppe von Phonolithen, die, wenn man den enthaltenen Nephelin als Albit betrachtet, den azorischen Trachyten gleichzustellen wären.

Die Gesteine von Ascension Island (Fig. 10) sind bei gleichem Basengehalt relativ SiO_2 reicher als die der übrigen atlantischen Provinzen. Dementsprechend kommen in diesem Diagramm ähnliche Gesteine auf etwas höheres si zu liegen. Es sind hier Olivinbasalte bei si 110 — 120, Trachydoleritische Basalte bei si 140 und 150. Dann folgt wiederum eine große Lücke (abgesehen vom Trachyandesit bei si = 190) bis zu der auf Ascension Island weitverbreiteten Gruppe der eigentlichen Trachyte und Quarztrachyte (si 250 — 300) mit vorwiegend nordmarkitisch-pulaskitischem Chemismus.

Das Kanarendiagramm (Fig. 13) enthält zwei ultrabasische Gesteine bei si = 60. Es folgen bei si 85 drei Olivinbasalte (hornblenditisch-normalgabbroid), darauf eine markante Häufungsstelle von helleren Basaltgesteinen zwischen si 95 und 115 mit vorwiegend essexitgabbroidem Chemismus. Nun läßt sich wiederum die erwähnte Lücke im Diagramm erkennen. Die nächste Häufungstelle entspricht den Kanarischen Phonolithen mit si 190 bis 225. Um si 250 ist wiederum eine Gruppe von eigentlichen Trachyten erkennbar.

Diese eigenartige Sonderung in basaltische und trachytische Gesteine und das nur spärliche Auftreten von Zwischengliedern scheint somit für alle diese betrachteten atlantischen Provinzen charakteristisch zu sein. Eine rein zufällige Sonderung bei der Auswahl zu analysierender Gesteine ist kaum anzunehmen. Eine Erklärung ist somit in den spez. Differentiationsvorgängen der Magmen dieser Gebiete zu suchen. Diese 5 Diagramme gehören atlantischen Gesteinsprovinzen an. Die fragliche Zweiteilung ist jedoch auch von nicht im atlantischen Ozean liegenden angehörigen Provinzen bekannt z. B. von Hawai oder von afrikanischen Vulkangebieten. Es sind dies alles Gesteinsverbände, deren Magmen relativ kurzfristigen, einfach verlaufenden Differentiationsvorgängen unterlagen, bei den die Absaigerung früh aus-

scheidender, spez. schwerer Gesteinskomponenten eine wesentliche Rolle spielte, wenn nicht den einzigen Differentiationsprozeß bedeutete. Vielleicht läßt sich die bei Besprechung der mineralogisch-chemischen Gesteinsverhältnisse der Azoren aufgestellte Hypothese der plötzlichen Ausscheidung des Gesamtplagioklases in weiterem Sinne allgemein für derartige atlantische Provinzen annehmen. Physikalisch-chemisch-experimentelle Untersuchungen sollten über die Anwendbarkeit dieser Anschauung entscheiden.

Die stellenweise nicht ganz unbeträchtliche Streuung der Gesamtdifferentiationsdiagramme der 5 atlantischen Provinzen erschwert einen direkten Vergleich. Ein solcher läßt sich jedoch durch Typenwerte zahlenmäßig fassen.

Tab. 23 zeigt die Gegenüberstellung der Typenwerte der 5 zu vergleichenden Provinzen. Die einzelnen Werte wurden folgermaßen erhalten: Nach Eintragung sämtlicher von einer Provinz vorhandenen Projektionswerte in das Gesamtdiagramm wurden in diesem die Kurven al, fm, c und alk durch die meistbelasteten Stellen der betreffenden Projektionspunkte gelegt. Jede Kurve ist somit die Verbindungslinie der Schwerpunkte kleinster Projektionspunktgruppen. Die 4 Kurven geben somit für jede si-Zahl mittlere provinziale Werte an.

Durch die so erhaltenen Diagramme wurden nun in gewissen si-Abständen vertikale Schnitte gelegt, deren Schnittpunkte mit al, fm, c und alk direkt als Typenwerte für die betreffende si-Zahl abgelesen werden können.

Tab. 23.

Vergleichstabelle der Typenwerte der 5 atlantischen Provinzen: Ascension Island (Asc.), St. Helena (H), Azoren (A), Madeira (M) und Kanaren (K).

	al						fm					
si	Asc	H	A	M	K		si	Asc	H	A	M	K
80	—	—	13	15	15		80	—	—	60	58	53
100	20	17	17	20	21		100	50	52	50	46	43
120	23	27	22	26	27		120	43	48	41	37	34
150	26	31	30	32	34		150	36	34	32	28	23
200	30	34	37	37	40		200	29	21	21	21	16
250	37	40	43	40	41		250	19	15	14	15	16

c

si	Asc	H	A	M	K
80	—	—	22	22	25
100	25	23	25	25	26
120	23	20	26	24	23
150	20	18	20	21	15
200	14	11	13	13	5
250	7	5	4	11	5

alk

si	Asc	H	A	M	K
80	—	—	5	5	7
100	5	8	8	9	10
120	11	15	11	13	16
150	18	17	18	19	28
200	27	34	29	29	39
250	37	40	39	34	39

qz

si	Asc	H	A	M	K
80	—	—	−40	−40	−48
100	−20	−32	−32	−36	−40
120	−24	−40	−24	−32	−44
150	−22	−18	−22	−26	−62
200	−8	−36	−16	−16	−56
250	+2	−10	−6	+14	−8

al-alk

si	Asc	H	A	M	K
80	—	—	8	10	8
100	15	9	9	11	11
120	12	12	11	13	12
150	8	14	12	13	6
200	3	0	8	8	1
250	0	0	4	6	3

c-(al-alk)

si	Asc	H	A	M	K
80	—	—	14	12	17
100	10	14	14	16	15
120	11	8	15	11	12
150	12	4	8	8	9
200	11	11	5	5	4
250	7	5	0	5	2

Diese 5 atlantischen Provinzen ergeben im allgemeinen recht ähnliche Typenwerte. Von kleinen Differenzen, wie ± 4 Einheiten, muß (besonders in höheren si-Bereichen) abgesehen werden, da die vorhandenen Analysenwerte zu wenig zahlreich sind, um zuverlässige Mittelkurven aufstellen zu können.

Die al-Werte der 5 Provinzen steigen mit zunehmendem si rasch von 15 bis auf Werte um 40 herum an. Es ist zu ersehen, daß die al-Werte der Kanaren rascher ansteigen als die von Ascension Island und St. Helena, den Azoren und Madeira kommt in dieser Beziehung eine Mittelstellung zu.

Die Kolonne der fm-Werte gestaltet sich recht einheitlich für die 5 Provinzen; Ascension zeigt höhere, die Kanaren eher etwas niederere fm-Werte als die drei mittleren Provinzen. Für si- 250 liegt fm bei 15.

Die c-Werte zeigen sehr gute Übereinstimmung. Bei si — 80 ist c um 23, steigt mit si = 100 auf 25 an, bleibt dann gleich oder fällt wenig bis zu si = 120, dann erfolgt etwas stärkeres Abnehmen bis si = 150, und nun folgt rapides Abfallen auf sehr niedere Werte

bei si = 250, im Mittel ist hier c = 6; das abweichend hohe c von Madeira bei si = 250 ist unsicher, es stützt sich nur auf eine Analyse.

Die alk-Werte sind bis si = 100 niedrig und steigen bis si = 260 rasch an, das alk der Kanaren steigt besonders rasch, schon bei si = 200 erreicht es nahezu 40 Einheiten, das von Ascension steigt bedeutend langsamer, den drei andern Provinzen kommt hierin wiederum eine Mittelstellung zu.

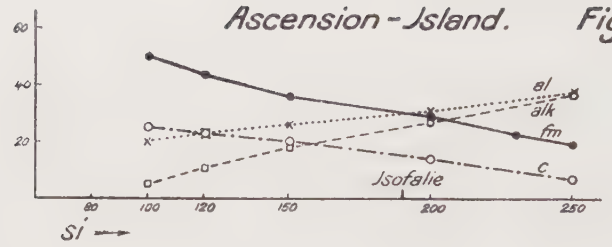
Die Kolonne qz gibt über den normativ freien Quarzgehalt Aufschluß. Es ergeben sich nur negative Quarzzahlen; bis zu si = 250 ist in allen diesen Gesteinen kein freier Quarz zu erwarten. Negatives qz bedeutet Gehalt an niedrig silifizierten Gesteinskomponenten. Bis zu si = 120 ergibt sich für diese Provinzen negatives qz zwischen −30 und −40, (Ascension um 20), es ist dies der si-Bereich der Olivin-führenden Gesteine, die qz-Zahlen sind aber nicht tief genug, um neben Olivin normativen Gehalt an Feldspatstellvertretern zu verlangen. Mit weiter zunehmendem si verringert sich das negative qz bis auf ± 10 bei si = 250, das bedeutet: die Gesteine mit si = 250 dieser 5 Provinzen enthalten weder freien Quarz noch Feldspatstellvertreter noch Olivin in merklichen Quantitäten. Den Kanaren kommt jedoch zwischen si = 120 bis 200 eine Sonderstellung zu; entsprechend dem hier rasch ansteigenden alk ergibt sich stark negatives qz (um −60). Die Gesteine der Kanaren sind tatsächlich in diesem si-Bereich reich an Nephelin und Mineralien der Sodalithgruppe (Phonolithe, Sodalithtrachyte). St. Helena zeigt bei si 200 ebenfalls stärker negatives qz (−36), es ist dies der Bereich seiner Phonolithe. Für Ascension, Azoren und Madeira ergeben sich Nephelin-freie oder -arme Gesteine zwischen si = 150 und 250 übereinstimmend mit den petrographischen Beschreibungen.

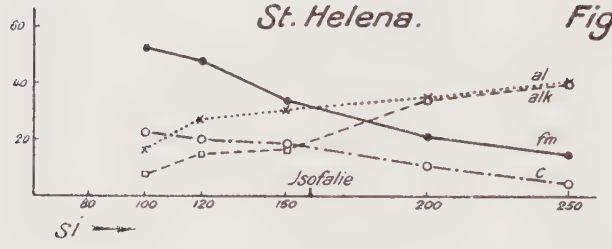
(al—alk) läßt den normativen Plagioklasgehalt der 5 Provinzen erkennen. Er ist zwischen si = 100 und 150 recht groß, nämlich um 12, besonders si = 120 zeigt sehr gut übereinstimmende Werte. Bei si = 120 sind also für alle 5 Provinzen relativ Plagioklas-reiche Gesteine (Basalte) zu erwarten, analog den Plagioklasbasalten der Azoren. Mit weiter steigendem si verringert sich (al—alk) stark, bei si = 250 sind für alle 5 Provinzen nahezu Plagioklas-freie Gesteine (Trachyte) zu erwarten.

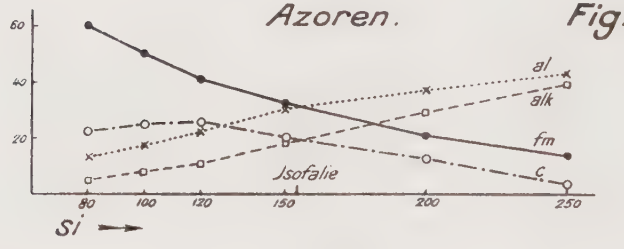
Die Rubrik c— (al—alk) läßt den normativen Augit-(Diopsid-) Gehalt der Gesteine der 5 Provinzen vergleichen. Es ergeben sich gut übereinstimmende Werte. Zwischen si = 80 und 120 wird c— (al—alk) = 10 — 15, es handelt sich also um relativ Augitreiche Gesteine (Basalte), bei si = 250 wird c— (al—alk) sehr klein, wir haben leukokrate Gesteine zu erwarten (Trachyte).

Ascension Island und St. Helena zeigen etwas abweichend bei si = 200 höheres c— (al—alk).

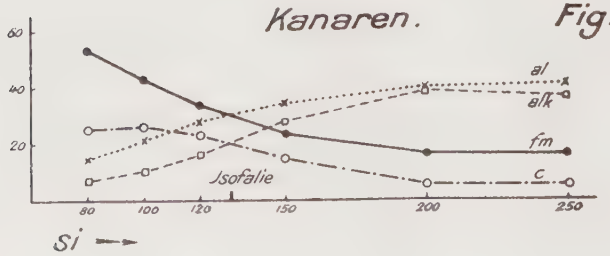
Auf Grund der in Tab. 23 zusammengestellten Typenwerte lassen sich für die be-


Ascension - Island.
Fig. 14a
60
40
20
al
alk
fm
c
Isofalie
80
100
120
150
200
250
Si


St. Helena.
Fig. 14b
60
40
20
al
alk
fm
c
Isofalie
80
100
120
150
200
250
Si


Azoren.
Fig. 14c
60
40
20
al
alk
fm
c
Isofalie
80
100
120
150
200
250
Si

Madeira.
Fig. 14d
60
40
20
al
alk
fm
c
Isofalie
80
100
120
150
200
250
Si


Kanaren.
Fig. 14e
60
40
20
al
alk
fm
c
Isofalie
80
100
120
150
200
250
Si

sprochenen 5 atlantischen Provinzen Diagramme konstruieren, die den mittleren Differentiationsverlauf veranschaulichen, und den speziellen provinzialen Charakter der einzelnen Provinzen wiederum deutlich erkennen und vergleichen lassen. Fig. 14 a bis e zeigt die Typenbilder der 5 Provinzen im selben Maßstab konstruiert und nebeneinandergestellt in der Reihenfolge von Tab. 23.

Diese Zusammenstellung der Typenbilder läßt folgende Hauptmerkmale erkennen: Alle 5 Diagramme zeigen die für atlantische Provinzen typische Gabelform der Kurvenpaare al, alk und fm, c bei höherem si. Die Differenz al—alk ist im allgemeinen und besonders bei höheren si-Werten klein. Der allgemeine Kurvenverlauf ist bei mittlerem si steil, bei höherem si eher flach. (Gabelform). Die Isofalien liegen weit unter si = 200, mit Ausnahme von Ascension Island, das ein für mittlere si-Werte abweichend hohes fm zeigt und deshalb erst bei si = 188 die al-Kurve schneidet. Die c-Kurve liegt bei niederem si für alle 5 Diagramme rel. hoch.

Über die einzelnen Diagramme läßt sich folgendes sagen: Das Typendiagramm der Kanaren zeigt einen ausgesprochen atlantischen Differentiationsverlauf. Die Differenz al—alk ist von si = 150 an sehr klein. Der Kurvenverlauf ist bei mittlerem si sehr steil, von si = 200 an jedoch vollkommen horizontal (ausgesprochene Gabelform). Die Isofalie liegt bei sehr niederem si (130).

Madeira ist schon als schwach-atlantische Provinz zu bezeichnen. Die Differenz al—alk ist größer als im obern Diagramm, der allgemeine Kurvenverlauf etwas flacher. Die Gabelform ist noch zu erkennen, die Isofalie liegt bei si = 143.

Das Typendiagramm der Azoren ist sehr ähnlich dem von Madeira. Es entspricht wiederum einer schwach atlantischen Provinz. al—alk ist für mittleres si ziemlich groß (um 10), erst oberhalb si = 200 nähern sich die beiden Kurven einander. Der allgemeine Kurvenverlauf ist wiederum als steil zu bezeichnen. Die Isofalie liegt bei si = 158.

St. Helena zeigt etwas eigenartige Verhältnisse. Bis zu si = 150 ist die Differenz al—alk sehr groß (um 14), dann steigt die alk—Kurve stark an, und von si = 200 an fallen al und alk zusammen. fm und c haben ähnlichen Verlauf wie im Azorendiagramm, c ist etwas tiefer. Die Isofalie liegt bei si = 158. Die Provinz ist ebenfalls als schwach atlantisch zu bezeichnen.

Ascension Island läßt im si-armen Teil mehr als die übrigen Provinzen den pazifischen Einschlag erkennen. Der allgemeine Kurvenlauf ist noch etwas flacher als bei den andern 4 Provinzen, nur alk steigt rasch an, sodaß schon ab si 150 die Differenz al—alk sehr kleine Werte ergibt. fm ist besonders hoch und fällt nur langsam mit zunehmendem si, deshalb kommt die Isofalie auf si = 192 zu liegen. Die Provinz ist schwach atlantisch.

Sehr interessant gestaltet sich auch ein Vergleich der Isofalien dieser 5 atlantischen

Provinzen. In Fig. 15 sind die al = fm, c und alk-Werte der Isofalie der einzelnen Provinzen in ein Diagramm zusammengefaßt worden. si ist wiederum Abszisse. In diesem Diagramm kommen die speziellen Unterschiede der sonst recht ähnlich verlaufenden Differentiationsdiagramme recht gut zum Ausdruck.

Tab. 24.
Tabelle der Isofalien.

	si	al=fm	c	alk	qz
Ascension Island	192	29.5	15	26	—12
St. Helena	158	31	17	21	—26
Azoren	158	31	17.5	20.5	—24
Madeira	143	30	18	22	—45
Canaren	130	30	20	20	—50

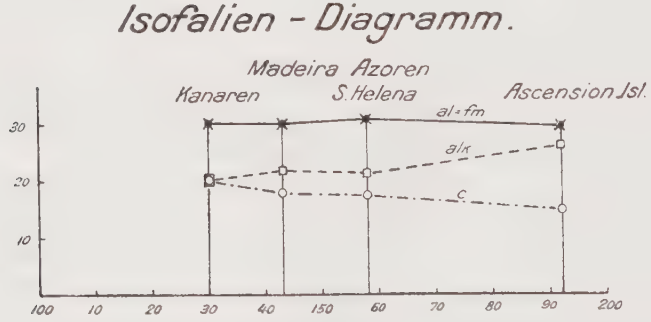


Fig. 15.

Die Isofalie der Kanaren liegt bei si 130; c = alk. Die Quarzzahl ist stark negativ, isofale Gesteine von den Kanaren werden Olivin und Feldspatvertreter aufweisen.

Für Madeira ergibt sich die Isofalie bei si 143; alk ist aber etwas höher als c, die Quarzzahl wird deshalb wiederum stark negativ, für isofale Gesteine sind auch hier reichlich Olivin und Feldspatvertreter zu erwarten.

Für die Azoren kommt das isofale si auf 158, also schon wesentlich höher zu liegen, alk ist etwas größer als c, die Quarzzahl nur noch schwach negativ.

Die Isofaliewerte von St. Helena stimmen mit denen der Azoren vollständig überein. Isofale Gesteine dieser beiden Provinzen werden auf Grund der hier nur schwach negativen Quarzzahl nur Olivin (oder Biotit) aber keine Feldspatvertreter enthalten.

Ascension Island hat isofale Werte bei si 192. Diese hohe si-Zahl würde schon fast einer pazifischen Provinz entsprechen. Es ist aber alk bedeutend höher als c, und somit wird qz wiederum schwach negativ, auch für diese Gesteine ist noch ein kleiner Olivingehalt zu erwarten.

Isofale Gesteine der Kalkalkalireihe haben im Gegensatz dazu stets deutlich positive Quarzzahlen. Es soll im folgenden noch näher darauf eingegangen werden.

Aus der Lage der Isofalien dieser 5 atlantischen Provinzen ist zu ersehen, daß in der Reihenfolge Ascension Island—St. Helena, Azoren—Madeira—Kanaren die Atlantizität zunimmt, d. h. der atlantische Charakter immer deutlicher zum Ausdruck kommt. Ascension Island läßt am deutlichsten den pazifischen Einschlag erkennen, bei den Kanaren ist er schon völlig verschwunden, diese Provinz hat schon ausgesprochen atlantischen Charakter.

Um die Bezeichnung „schwachatlantische Provinz" für die Azoren zu rechtfertigen, sind in Fig. 16 a—c die Typendiagramme Azoren, Kanaren und das von Burri[1]) aufgestellte Diagramm der nordamerikanischen Kordilliere einander gegenübergestellt. Letzteres gehört einer pazifischen Provinz an. (mit etwas abweichend niederer Isofalie bei si = 171, sonst bei pazifischen Provinzen um 200.) Das Diagramm der Kanaren entspricht einer typisch atlantischen Provinz.

Die Unterschiede zwischen pazifischem und atlantischem Differentiationsverlauf sind gut ersichtlich. Der allgemeine Kurvenverlauf der nordamerik. Kordilliere ist bedeutend flacher und ausgeglichener als der der beiden atlantischen Provinzen. Die Differenz al—alk der pazifischen Provinz ist relativ groß (über 12) und bleibt konstant; im Diagramm der Kanaren ist sie bei niederem si um 10, wird dann jedoch rasch sehr klein und verschwindet von si = 200 an vollständig. al und alk verlaufen von hier an mit steigendem si vollkommen horizontal. c und fm verlaufen im Kanarendiagramm mit steigendem si von 200 an horizontal, im Diagramm der Azoren erst von si 250 an. Im pazifischen Diagramm ist in diesem si-Bereich immer noch langsames gleichmäßiges Abfallen dieser beiden Kurven zu erkennen. Von si = 200 an (zunehmendes si) sind fm und c bedeutend höher als für gleiche si-Werte in den beiden atlantischen Provinzen.

---

[1]) C. Burri: Chemismus und provinziale Verhältnisse usw. Diss. Zürich 1926.

Typenbilder:

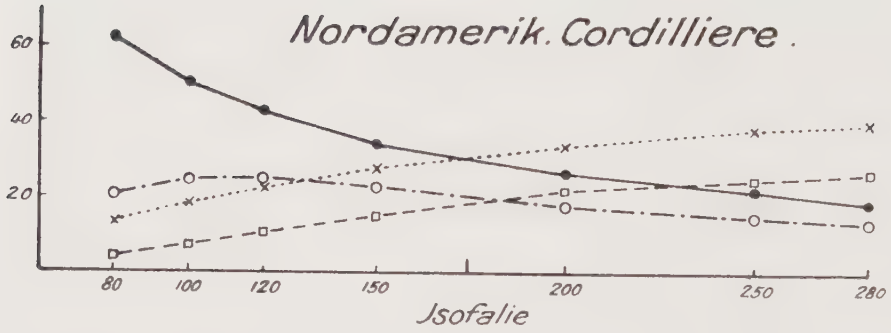


Fig. 16a

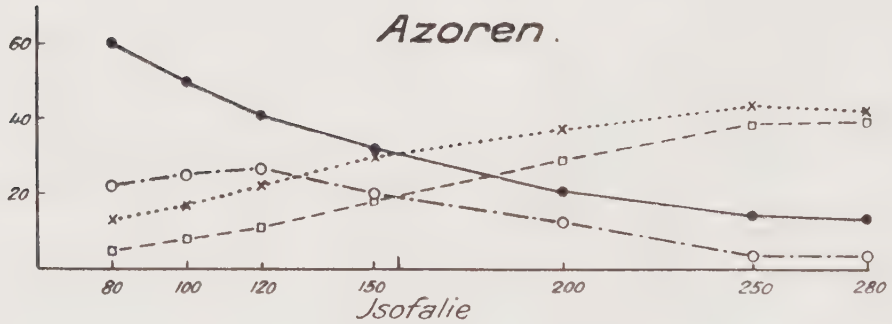


Fig. 16b

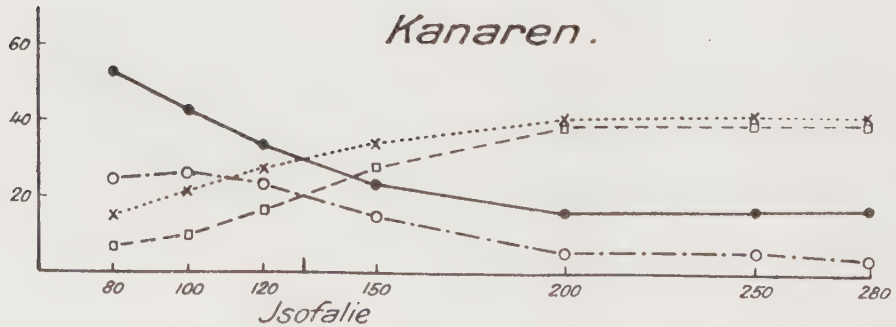


Fig. 16c

Tab. 25.

Vergleichstabelle der Typenwerte: Nordamerikanische Cordillere (NAC), Azoren (A), Kanaren (K) (pazifisch — schwachatlantisch — atlantisch).

	al			fm			c		
si	NAC	A	K	NAC	A	K	NAC	A	K
	→			←					
80	13	13	15	62	60	53	20	22	25
100	18	17	21	51	50	43	25	25	26
120	23	22	27	43	41	34	25	26	23
150	28	30	34	35	32	23	22	20	15
							←		
200	34	37	40	26	21	16	18	13	5
250	38	43	41	21	14	16	15	4	5
270	40	41	41	18	16	17	15	4	3

	alk			al—alk			c—(al—alk)		
	NAC	A	K	NAC	A	K	NAC	A	K
	→			←			→		
80	5	5	7	8	8	8	12	14	17
100	7	8	10	11	9	11	14	16	15
120	10	11	16	13	11	11	12	15	12
							←		
150	15	18	28	13	12	6	11	8	9
200	22	29	39	12	8	1	6	5	4
250	26	39	38	12	4	3	3	0	2
270	27	39	39	13	2	2	2	3	2

	qz		
si	NAC	A	K
	←		
80	—40	—40	—48
100	—28	—32	—40
120	—20	—24	—44
150	—10	—22	—62
200	+12	—16	—56
250	+46	—6	—2
270	+62	+14	+14

Diese Unterschiede der provinzialen Zugehörigkeit lassen sich zahlenmäßig präzisieren. In Tab. 25 sind die Typenwerte der Provinzen N. A. C., Azoren und Kanaren einander gegenübergestellt.

Die Rubriken der Werte al, fm, c und al—alk benötigen keine weiteren Erklärungen, die Pfeilrichtung bedeutet Zunehmen der Typenwerte. Die Werte c—(al —alk) zeigen keine bemerkenswerten Unterschiede; der normative Diopsidanteil scheint für alle 3 Provinzen sehr ähnlich auszufallen. Die Quarzzahlen qz = [si—(100 + 4 alk)] lassen wiederum die charakteristischen Merkmale der 3 Provinzen in Bezug auf normativ hoch oder niedersilifizierte Gesteinskomponenten erkennen. Bis zu si = 100 sind die Quarzzahlen aller 3 Provinzen negativ um —40, in diesem si-Bereich haben wir sehr hohe fm-Werte; die negative Quarzzahl beruht auf reichlichem Olivingehalt.

Mit steigendem si ändern sich die Verhältnisse. Für die pazifische Provinz wird von si = 150 an qz positiv, es ist normativ freier Quarz zu erwarten, bei si = 250 bildet er bereits einen wesentlichen Bestandteil dieser Gesteine. Für die Azoren ist qz von si 120 bis 200 schwach negativ, für diesen si-Bereich ist ein kleiner Olivingehalt charakteristisch. Erst bei si 250 wird qz = ± 0, erst bei höherem si wäre freier Quarz zu erwarten. Für die Kanaren ist qz zwischen si 120 und 200 stark negativ; die Differenz fm—[c—(al—alk)] ist zu klein, um sie aufzuheben, d. h. durch das Vorhandensein von Olivin zu erklären, in diesem si-Bereich sind die Kanarengesteine reich an niedersilifizierten Alkali-Alumosilikaten (Feldspatstellvertreter, Sodalithmineralien). Von si 250 ab wird auch hier qz positiv, bei höherem si sind Gesteine mit freiem Quarz zu erwarten.

Tab. 26.
Tabelle der Isofalien.

	si	al=fm	c	alk	qz
Nordamerik. Kordillere	174	30	21	19	— 2
Azoren	158	31	17.5	20.5	—24
Kanaren	130	30	20	20	—50

Aus der Lage der Isofalien sind die provinziellen Unterschiede wiederum deutlich ersichtlich. Die typisch atlantische Provinz Kanaren hat eine Isofalie bei sehr niederem si und ergibt an dieser Stelle eine stark negative Quarzzahl. (Olivin und Feldspatvertreter.)

Die Isofalie der pazifischen Provinz liegt bei si 174, alk ist kleiner als c, deshalb die Quarzzahl um o. Die Isofalie der meisten pazifischen Provinzen liegt aber bei noch

höherem si, so daß sich für ihre isofalen Gesteine deutlich positives qz ergibt, ein kleiner Quarzgehalt ist für sie charakteristisch. (Unterschied zu Ascension Island.)

Den Azoren kommt in bezug auf diese beiden Provinzen wiederum eine Mittelstellung zu, die Isofalie liegt bei si 158, alk ist aber schon höher als c, qz wird deshalb deutlich negativ (Olivin, Biotit).

Isofalien-Diagramm.

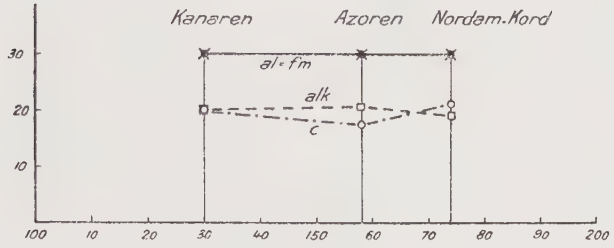


Fig. 17.

Der Verlauf der alk-Kurven, der den Charakter pazifischer und atlantischer Provinzen am deutlichsten zum Ausdruck bringt, ist in Fig. 18 für die 3 besprochenen Provinzen in einem Diagramm veranschaulicht. si ist Abszisse, alk Ordinate. Die gestrichelte Linie ist die alk-Kurve des Kanarendiagrammes. Sie zeigt hier sehr deutlich das rasche Ansteigen zwischen si 100 und 200 und den vollkommen horizontalen Verlauf über si 200 mit alk um 40. Die punktierte Linie ist die azorische alk-Kurve. Sie steigt etwas langsamer an als die der Kanaren, deckt sich jedoch über si 250 mit dieser. Die alk-Kurve der pazifischen Provinz ist strichpunktiert gezeichnet. Sie zeigt über den ganzen si-Bereich gleichmäßiges langsames Aufsteigen und erreicht bei si 250 erst alk-Werte um 25. Der Unterschied zu den beiden atlantischen alk-Kurven wird von si 150 an aufwärts sehr deutlich.

Nun sind aber im gleichen Diagramm Fig. 18 noch 2 Linien oder Kurven eingetragen, die das ganze Diagramm in 3 Felder einteilen[1]. Der Verlauf der alk-Kurven in diesen 3 Feldern läßt nämlich auf den ersten Blick aussagen, ob und in welchem si-Bereich

[1] P. Niggli: Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund von Molekularwerten (lit. 35.)

alk/si - Diagramm atlantischer, schwachatlantischer u. pazifischer Provinzen.

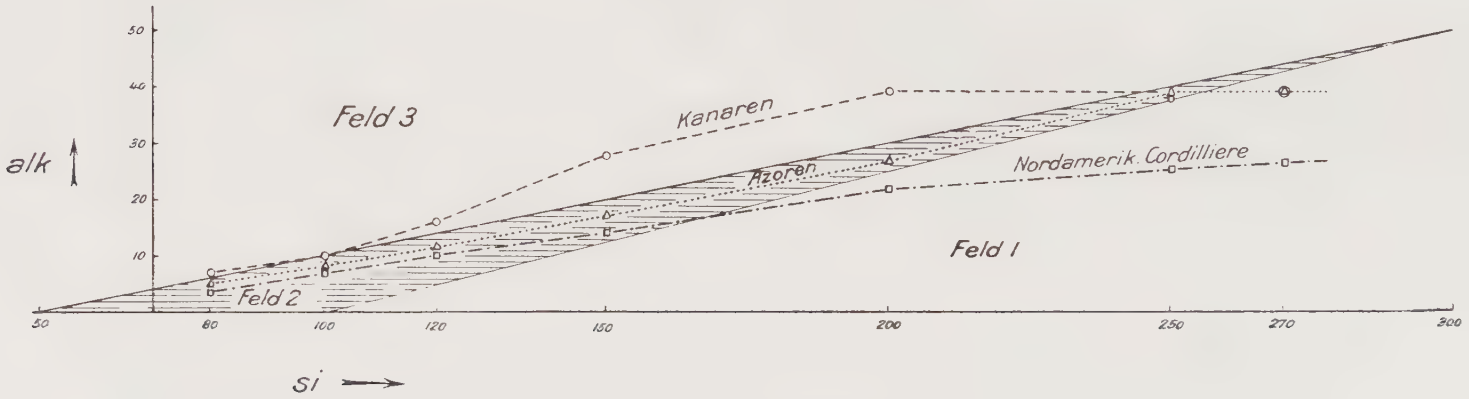


Fig. 18.

normativ Nephelin-artige Moleküle, Olivin, Feldspatmoleküle, femische Metasilikate und Quarz zu erwarten sind.

Alle Gemengteile eines Gesteins sind ja in höchstsilifizierter Form anwesend, wenn

$$si \geqq 100 + 4\,alk$$

oder wenn

$$alk \leqq \frac{si - 100}{4}.$$

Die Kurve, die der Gleichung $alk = \frac{si - 100}{4}$ genügt, ist die, die im Diagramm (Fig. 18) vom Punkt si = 100, alk = 0 zum Punkt si = 300, alk = 50 verläuft. Jedes Gestein, dessen alk-Wert sich unterhalb dieser Geraden im Diagramm projiziert, enthält normativ nur höchstsilifizierte Moleküle neben freiem Quarz. Die Kurve selbst entspricht alk-Werten von Gesteinen, deren Kieselsäuregehalt sich normativ gerade noch restlos auf höchstsilifizierte Silikate aufteilen läßt.

Werden an Stelle von femischen Metasilikaten Olivinmoleküle angenommen, so darf si nicht kleiner sein als 4 alk + al + 50. Wird zur Vereinfachung al = alk gesetzt[2], so läßt sich hierfür die Gleichung aufsetzen: $si \geqq 5\,alk + 50$

$$\text{oder} \quad alk \leqq \frac{si - 50}{5}$$

Die obere Gerade im Diagramm entspricht nun der Gleichung $alk = \frac{si - 50}{5}$.

Ist alk größer als $\frac{si - 50}{5}$, so reicht die Annahme von Olivin nicht aus, um das normative Kieselsäuremanko zu decken, es müssen normativ niedersilifizierte Alkali-Alumo-Silikate angenommen werden. Gesteine, deren alk-Wert sich oberhalb der Kurve si = 50/alk = 0 und si = 300/alk = 50 in das Diagramm projizieren, enthalten also normative Leucit- oder Nephelinmineralien.

Für jedes Gestein, dessen alk-Wert nun in eines der durch die beiden Kurven entstandenen Felder zu liegen kommt, ist sofort zu erkennen, welche normativen Gemengteile ihm zukommen:

Feld 1: Nur höchst silifizierte Moleküle wie Feldspat, Plagioklas, Augit, Orthaugit, Quarz.

Kein Nephelin, kein Olivin.

---

[1] Der Fehler, der eventuell durch die Annahme al = alk verursacht würde, wird durch 5 dividiert, kommt also praktisch nicht mehr zur Geltung. Bei diesen Berechnungen wird der Erzgehalt stets vernachlässigt.

Feld 2: (schraffiert) Feldspat, Plagioklas, Augit, Olivin, evtl. Orthaugit.
Kein Quarz, Nephelin nicht notwendig. .
Feld 3: Nephelin, Feldspat, Plagioklas, Augit, Olivin.
Kein Quarz, kein Orthaugit.

Der Verlauf der alk-Kurven in diesen 3 Feldern auf Grund des normativen Mineralbestandes bringt nun den provinzialen Charakter der 3 betrachteten Provinzen außerordentlich deutlich zum Ausdruck.

Das alk der pazifischen Provinz verläuft bis zu si 170 in Feld 2. In diesem si-Bereich enthält es also Gesteine, die sich normativ aus Feldspat, Plagioklas, Augit und Olivin zusammensetzen können. Wird si > 170, so verschwindet der normative Olivingehalt in den Gesteinen dieser Provinz in Feld 1, sie enthalten nur noch höchst silifizierte Silikate neben freiem Quarz.

Die alk-Kurve der Azoren verläuft im ganzen si-Bereich der untersuchten Gesteine im Feld 2. Es zeigt sich wiederum, daß sich diese Gesteine normativ aus Feldspat, Plagioklas, Augit und Olivin zusammensetzen. Weder Nephelin noch Quarz sind theoretisch anzunehmen, die Untersuchungen haben gezeigt, daß in der Tat auch keines der beiden Mineralien vorhanden ist.

Die alk-Kurve der Kanaren aber kommt, im Gegensatz zu den beiden andern fast ganz in Feld 3 zu liegen. Sämtliche Gesteine dieser Provinz enthalten bis zu si = 250 normativ Nephelin und Olivin.

Diese Ausführungen mögen den schwach-atlantischen Charakter der Provinz der Azoren dargetan haben. Es bleibt nur noch übrig ein Vergleich mit mediterranen, d. h. zur Kalireihe gehörigen Provinzen im Sinne Niggli's durchzuführen. Der Differentiationsverlauf der Kalireihe nimmt ja in gewissem Sinne ebenfalls eine Mittelstellung zwischen dem der Kalkalkali- und dem der Natronreihe ein, doch sind die der Kalireihe angehörenden mediterranen Provinzen stets durch abweichend hohe k- und oft auch mg-Werte ausgezeichnet.

Daß die Azoren tatsächlich nicht als mediterrane Provinz angesprochen werden können, zeigt die Gegenüberstellung ihres Typendiagrammes mit einem solchen einer mediterranen Provinz. Die Typenwerte dafür stammen aus Niggli's Zusammenstellung: „Der Tavayannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge". Ein Vergleich der Diagramme (Fig. 19) zeigt deutlich, daß bei sonst recht ähnlichem Kurvenverlauf für die Werte al, fm und alk (c weicht deutlich ab) die beiden k/mg-Diagramme grundverschieden ausfallen.

Die k-Werte für die Azorengesteine sind immer unter 0.4, die der nordromanischen Provinz vorwiegend über 0.6. Mit fallendem si nehmen mg-Werte des Azorendiagrammes stark zu, die k-Werte deutlich ab. Die k-Werte der mediterranen Provinz jedoch steigen mit fallendem si deutlich an wie die mg-Werte.

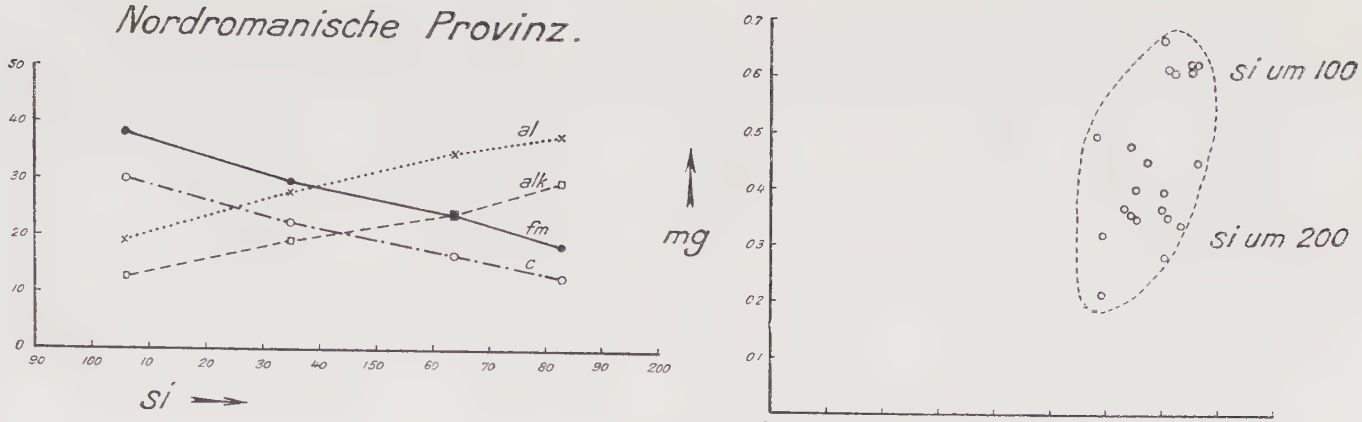
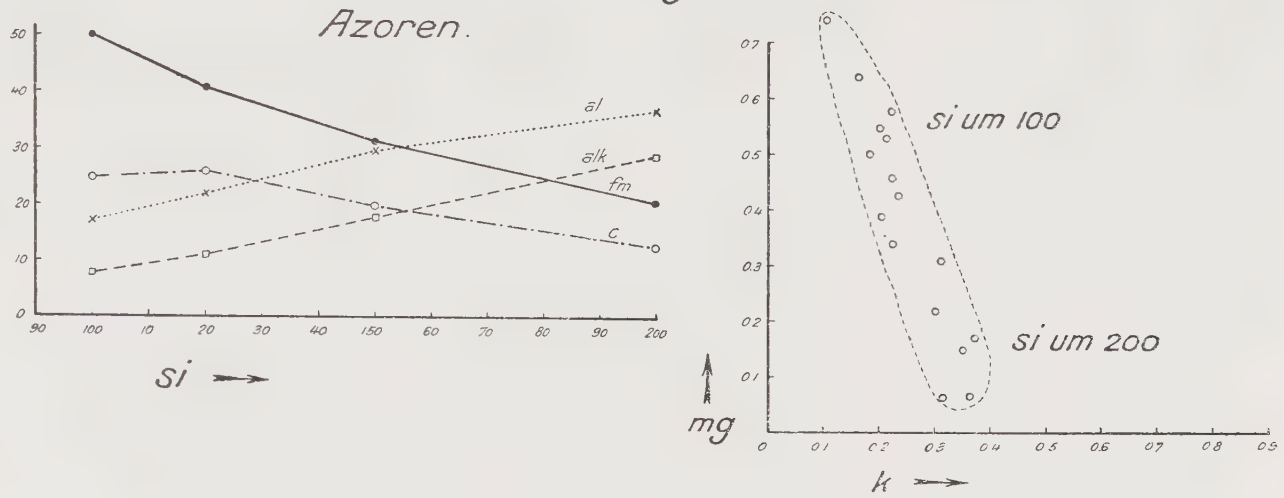

Nordromanische Provinz.
al
alk
fm
c
Si
mg
si um 100
si um 200
k

Fig. 19.


Azoren.
al
alk
fm
c
Si
mg
si um 100
si um 200
k

ZUSAMMENFASSUNG.

Der Vergleich der Projektionswerte und des Diagrammes der Azorengesteine mit Typenwerten und -Diagrammen von Provinzen der Kalkalkalireihe, der Natronreihe und der Kalireihe oder mit pazifischen, atlantischen und mediterranen Provinzen ergibt somit die Schlußfolgerung:

Der Gesteinsverband der azorischen Inseln ist als schwachatlantische Provinz zu bezeichnen. Schwachatlantisch bedeutet atlantischen Charakter mit pazifischem Einschlag. Charakteristisch sind für die Azoren die bei niederem si relativ hohen c-Werte. Es fehlen Feldspatvertreter; jedoch bleibt der Alkaligehalt relativ hoch. Leukokrate Gesteine sind bei ausgesprochener Natronvormacht plagioklasarm.

LITERATURVERZEICHNIS.

1. L. Bange. Sur la Methode de Lawrence-Smith. Diss. Genève 1917.
2. M. Berek. Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin, Gebr. Borntraeger 1924.
3. H. E. Boeke — W. Eitel. Physikalisch-chemische Mineralogie. Gebr. Borntraeger 1923.
5. W. Boese. Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Ergußgesteinen etc. N. Jahrb. f. Min. BB. 34, 1912 p. 253.
6. N. L. Bowen. The later stages of the evolution of the igneous rocks. Journ. of Geol. suppl. to vol. 23 No. 8, 1915.
7. N. L. Bowen. The Problem of the Anorthosites. Ebenda Vol. 35. No. 3, 1917.
8. N. L. Bowen. Crystallisation-Differentiation. Am. Journ. of Sc. 39, Febr. 1915.
9. N. L. Bowen. The Crystallisation of the haplobasaltic Magma etc. Ebenda Vol. 40, Aug. 1915.
10. C. Burri. Chemismus und provinziale Verhältnisse der jungeruptiven Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Diss. Zürich 1926.
11. Cross-Iddings-Pirrson-Washington. Quantitative Classifikation of Igneous Rocks. Chicago 1903.
12. R. A. Daly. Proc. Am. Ac. of Arts and Sc. 60 p. 58, 1925.
13. R. A. Daly. Proc. Am. Ac. of Arts and Sc. 62, p. 68, 1927.
14. F. Drescher. Eruptivgesteine der Insel Flores. Diss. Basel 1924.
15. L. Duparc — M. Reinhard. La Determination des Plagioklas dans des Coupes Minces. Genève 1924.
16. L. Finckh. Die Gesteine der Insel Madeira und Porto Santo. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. Bd. 65, 1913, p. 453.
17. C. Gagel. Studien über den Aufbau und die Gesteine Madeiras. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. 64, p. 344, 1912 und Bd. 66, p. 449, 1914.
18. C. Gagel. Ebenda Bd. 77, p. 568, 1925.
19. I. E. Hibsch. Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges. Tschermaks Min. Petr. Mitt. 33, p. 281, 1915.

20. I. E. Hibsch. Über Trachydolerite. Ebenda, p. 496.
21. G. Hartung. Die Azoren in ihrer äußeren Erscheinung etc. Leipzig 1860.
22. Hillebrand-Wilke-Dörfurt. Analyse der Silikatgesteine. Leipzig 1910.
23. J. Jakob. Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. Zeitschr. f. Krist. Bd. 64, Heft 5/6.
24. J. Jakob. Über chemische Anomalien bei Orthoklas. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 1927. Heft 2.
25. C. v. John. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt Wien 44, P. 291, 1896.
26. A. Lacroix. Mineralogie de Madagascar III, p. 64.
27. A. Lagorio. Tscherm. Min. — Petr. Mitt. VIII, p. 440, 1887.
28. E. Lehmann. Das Vulkangebiet am Nordende des Nyassa etc. Zeitschr. f. Vulkanologie. Ergänzungsband IV, 1924.
29. E. Lehmann. Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Ins. Ischia. Zeitschr. d. Vulk. Bd. VIII. p. 150, 1924.
30. O. Mügge. Petrographische Untersuchungen an Gesteinen von den Azoren. N. Jahrb. f. Min. etc. 1883, p. 189.
31. P. Niggli. Lehrbuch der Mineralogie I und II. Verl. Gebr. Borntraeger. Berlin 1924 und 1926
32. P. Niggli. Gesteins- und Mineralprovinzen. Verl. Borntraeger 1923.
33. P. Niggli. Der Tavayannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schw. Min. — Petr. Mitt. Bd. II, 1922.
34. P. Niggli. W. Hommels systematische Petrographie auf genetischer Grundlage. Ebenda Bd. VII. 1927, Heft 1.
35. P. Niggli. Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund von Molekularwerten. Ebenda Bd. VII, 1927, H. 1.
37. P. Niggli u. K. Faesy. Auszüge aus der Zeitschrift f. Kristallogr. Bd. 56. 1923.
38. A. Osann. Über Untersuchungen am Sanidiniten von S. Miguel. N. Jahrb. f. Min. 1888, p. 117.
39. H. Philippi. Contr. à la Geologie de la Partie Mérid. de Sumatra. Diss. Genève 1923.
40. H. Preiswerk. Sodalithtrachyt vom Pico de Teyde (Teneriffa), Centr. Bl.. f. Min. 1909, p. 393.
41. P. Quensel. Vesuvian und Hastingsit etc. Centralbl. f. Min. 1915.
42. R. Reinisch. Berichte der Deutsch. Südpolexp. II, Heft 7, p. 659ff., 1912.
43. R. Rinne. N. Jahrb. f. Min. 1891. II. p. 272.
44. H. Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart 1908.
45. H. Rosenbusch. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1910.
46. H. Rosenbusch-A. Osann. Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1923.
47. H. Rosenbusch — O. Mügge. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart 1925.
48. M. Stark. Olivine in Massengesteinen. Centralbl. f. Min. 1924.
49. H. S. Washington — H. E. Merwin. Augite of Haleakala. etc. Am. Journ. of Sc. III, Febr. 1922.
50. H. S. Washington — H. E. Merwin. Augite from Vesuvius and Aetna. Am. Journ. of Sc. L. Jan. 1922.
51. H. S. Washington — H. E. Merwin. Augite and Hornbl. From Kilimanjaro. Am. Min. '7/7 1922.
52. H. Wiegel. Die Verwitterungserscheinungen des basalt. Olivins etc. Centralbl. f. Min. 1907, p. 372.

CURRICULUM VITAE.

Ich, Paul Esenwein, wurde geboren am 5. Jan. 1904 in Tiege, Südrußland. 1907 siedelte mein Vater (Lehrer) nach Zürich über. Hier besuchte ich 6 Jahre lang die Primar-, dann 3 Jahre die Sekundarschule, darauf 3½ Jahre lang die kantonale Oberrealschule, die ich im Herbst 1922 mit der Maturitätsprüfung abschloß.

Ein Semester lang studierte ich in Tübingen. Im Herbst 1923 wurde ich an der Universität Zürich immatrikuliert, wo ich bis zum Herbst 1927 verblieb und hauptsächlich Vorlesungen und Praktika der Herren Professoren P. Niggli, H. Schardt, E. Meyer, P. Karrer und H. Wehrli besuchte.

Seit Herbst 1927 war ich als Assistent bei Prof. M. Reinhard an der Universität in Basel tätig.

Die Promotionsprüfung bestand ich in Abteilungen, die Schlußprüfung in Mineralogie-Petrographie am 7. Mai 1928.